



MINISTERIO DEL AIRE
SUBSECRETARIA DE AVIACION CIVIL

SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL

Publicaciones

Serie A (Memorias) núm. 47

LA METEOROLOGIA Y LA PESCA CIENTIFICA

Por

ANTONIO NAYA CRISTOBAL

Meteorólogo

Depósito Legal.-M. 17682.-1967



INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA

MADRID, 1967

AEMET-BIBLIOTECA



1010272

© Agencia Estatal de Meteorología. 2018

R.º 4550

Sig. M:639.2



MINISTERIO DEL AIRE
SUBSECRETARIA DE AVIACION CIVIL

SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL

Publicaciones

Serie A (Memorias) núm. 47

LA METEOROLOGIA Y LA PESCA CIENTIFICA

Por

ANTONIO NAYA CRISTOBAL

Meteorólogo

Depósito Legal.-M. 17682.-1967



INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA

MADRID, 1967

26 ENE. 1996

0324



GRÁFICAS VIRGEN DE LORETO

LA METEOROLOGIA Y LA PESCA CIENTIFICA

ANTECEDENTES

Los primeros científicos que usaron el concepto de frente oceánico para fines pesqueros fueron los japoneses (Uda 1938, 1953, 1954). Su interés se centraba en que las ballenas y muchas especies de peces son muy abundantes a lo largo de esta clase de frentes.

Un frente oceánico es a menudo visible como una estrecha banda de ondas marinas pequeñas muy agitadas. Esta banda sigue en la mayor parte de los casos un camino sinuoso. Muchas veces se oye un sonido especial producido por el choque de las olas; algunos autores han dicho que el sonido es parecido a un lamento o gemido. Los norteamericanos Townsend Cromwell y J. L. Reid (1956) dieron por primera vez la definición de frente oceánico, diciendo que era una banda a lo largo de la superficie del mar, a través de la cual la densidad del agua variaba bruscamente. Las mediciones fueron efectuadas en zonas donde la salinidad variaba muy poco, por cuyo motivo las variaciones de la densidad podían atribuirse a las variaciones de temperatura del agua.

A lo largo del frente oceánico se acumulan restos o desperdicios de las proximidades; además de la densidad del agua pueden variar otras propiedades como el color del agua, la transparencia, la velocidad de las corrientes, etc.

A partir del frente oceánico se prolonga una capa de agua muy estable que separa dos masas de agua diferentes: una masa de agua cálida de baja densidad está encima, y otra de agua más ligera está debajo (fig. 1).

Esta capa estable de agua fué llamada, por analogía con la atmósfera, superficie frontal.

Townsend Cromwell y J. L. Reid observaron que la masa de agua cálida era verticalmente isoterma. En la superficie frontal, ha-

bía un gradiente vertical de temperatura brusco. El carácter isotérmico de la masa de agua cálida les hizo pensar que la masa estaba bien agitada verticalmente, y que esta agitación jugaba un gran papel para el mantenimiento de la superficie frontal.

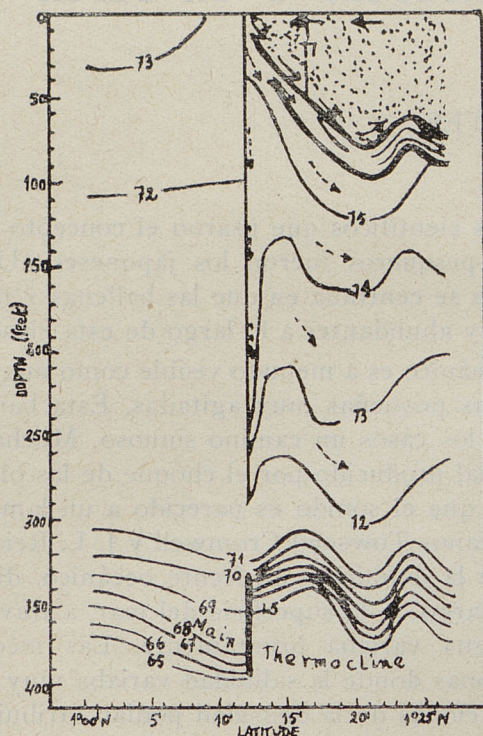


Fig 1

Distribución vertical de temperatura a través de un frente observado por Townsend Cromwell y J. L. Reid, en 1° 12' N., 120° 11' W. el día 27 de octubre de 1952. En el eje de ordenadas se ha expresado la profundidad en pies. En el eje de abscisas la latitud. Las isotermas vienen en grados Fahrenheit. La superficie frontal queda limitada por dos líneas gruesas. El agua cálida es verticalmente isoterma, y ha sido sombreada. Las flechas indican la circulación del agua del mar en las proximidades de la superficie frontal.

La acumulación de desperdicios flotantes a lo largo del frente oceánico sugirió desde el principio que existe una componente de velocidad dirigida normalmente hacia el frente de superficie, pero de

sentido contrario a uno y otro lado de él. El zooplancton observado en los frentes oceánicos (Beebe, 1926, Uda 1938), es probablemente el resultado de esta convergencia de corrientes marinas hacia el frente oceánico.

Esta concentración de plancton explica la abundancia de peces a lo largo del frente oceánico. La convergencia de corrientes marinas a lo largo del frente oceánico, exige que el agua del mar esté hundiéndose y además que el agua se esté elevando en alguna parte de la superficie frontal.

Towsend y J. L. Reid concluyeron que los frentes oceánicos presentan gradientes horizontales de temperatura del orden de unos pocos grados Fahrenheit, por cada diez o cien millas marinas. Explicaron el carácter isotérmico de la masa cálida por la turbulencia inducida por un viento fuerte. Este viento, según los autores, tendría la propiedad de eliminar cualquier gradiente vertical de temperatura en la masa de agua cálida y, en cambio, intensificaría el gradiente vertical de la superficie frontal, figura 2.

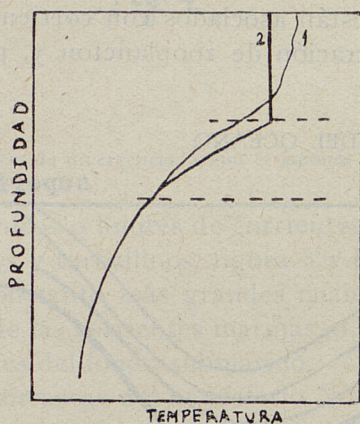


Fig 2.

Efecto de la turbulencia inducida por el viento sobre el gradiente vertical de temperatura del agua del mar. Curva 1, antes del viento fuerte, Curva 2, después que ha soplado el viento fuerte.

Más tarde, Uda (1959), ha descrito los límites de corrientes y torbellinos oceánicos. Según Uda, los límites de corrientes oceánicas pueden ser originados:

1.º) Por causas dinámicas, es decir, corrientes difluentes o confluentes.

2.º) Por efectos topográficos, por la forma de la costa o por la topografía del fondo submarino.

3.º) Por una combinación de torbellinos.

Según Uda, los límites de corrientes generalmente son encontrados en:

- a) Los frentes meteorológicos.
- b) En las plataformas continentales.
- c) Alrededor de las islas, cabos y bahías. Estos son los límites de corrientes locales.

Según este autor, los límites de corrientes presentan gradientes horizontales de temperatura del orden de 0,5 a 2 grados centígrados por cada diez millas.

El concepto de límites de corrientes, dado por el japonés Uda, y el de frente oceánico por los norteamericanos Townsend Cromwell y J. L. Reid, son iguales. Los frentes oceánicos o límites de corrientes son muy importantes en la pesca, siendo especialmente interesantes aquéllos que están asociados con corrientes confluentes, por originar una concentración de zooplancton y, por tanto, de peces. Figura 3.

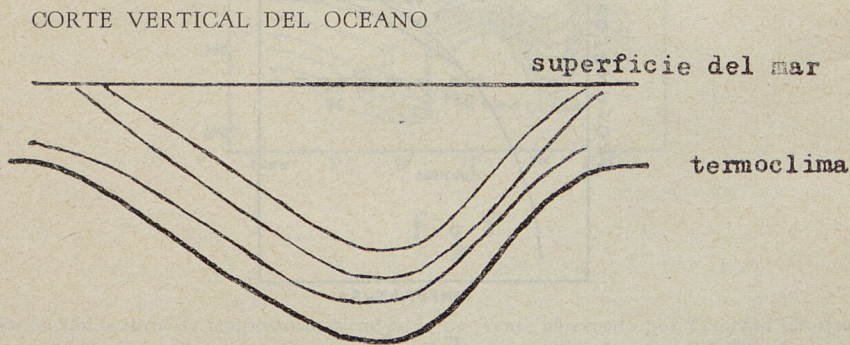


Fig 3

Modelo de convergencia, según el japonés Uda.

En cambio, los límites de corrientes, asociados con corrientes difluentes, son ricos en sustancias minerales y materias orgánicas, que traen consigo la formación de fitoplancton (fig. 4).

CORTE VERTICAL DEL OCEANO

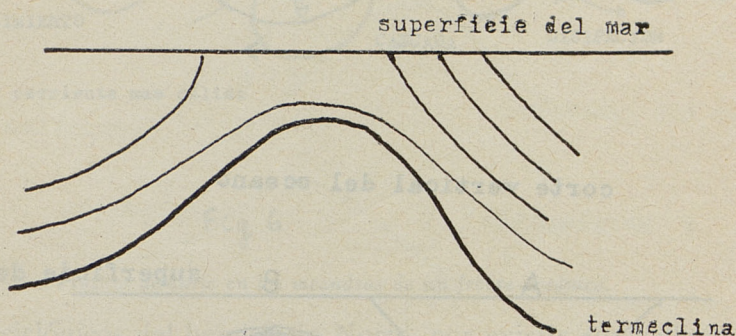


Fig 4

Modelo de divergencia, según el japonés Uda.

Los frentes oceánicos o límites de corrientes generalmente están asociados a meandros y torbellinos, figura 5 y figura 6.

Los meandros son tanto más grandes cuanto mayor es la diferencia de velocidad de las corrientes marinas, o bien cuanto mayores son las irregularidades del fondo submarino.

Según Uda, las borrascas del hemisferio Norte y los anticiclones del hemisferio Sur producen torbellinos en el agua del mar que sufren «upwelling» en el centro, mientras que los anticiclones del hemisferio Norte y las borrascas del hemisferio Sur originan torbellinos que dan origen a movimientos descendentes en su centro. Las borrascas del hemisferio Norte están asociadas a grandes bolsas de agua fría, mientras que los anticiclones del mismo hemisferio están asociados a bolsas de agua relativamente cálida.

Estos movimientos ascendentes y descendentes los encontramos también en los torbellinos ciclónicos y en los torbellinos anticiclónicos de agua, respectivamente, de pequeña escala.

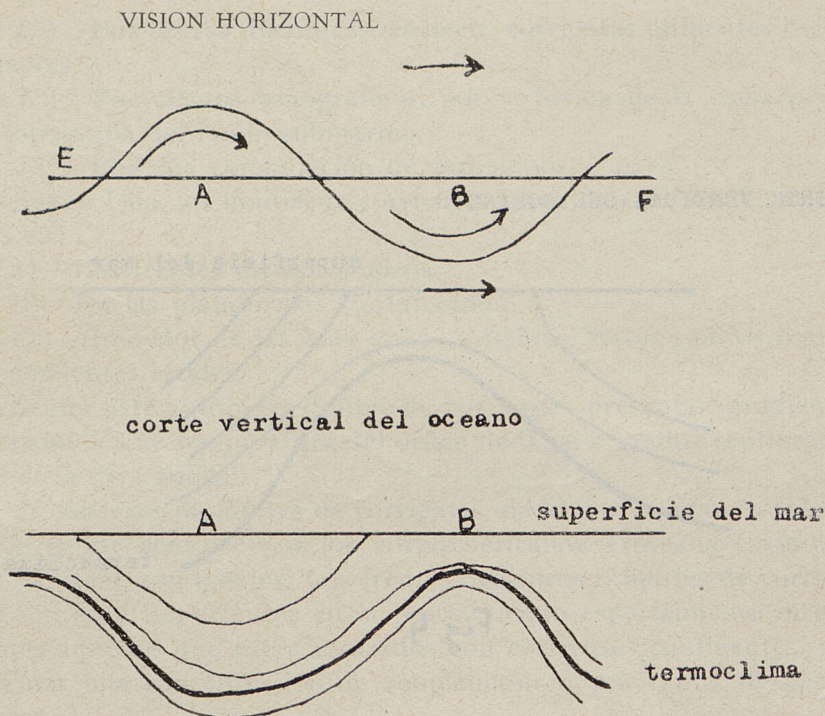


Fig 5

Movimiento ascendente y descendente en un meandro.

Sin embargo, cuando un torbellino ciclónico ha sido formado por un proceso de corte, entonces el agua fría en lugar de sufrir upwelling, estará sufriendo un movimiento descendente lento.

Es aceptado por los investigadores rusos, Zusser, 1958, que en los centros de los torbellinos anticiclónicos se produce una elevada concentración de peces, debido a que en el centro del torbellino marino hay un flujo de agua hacia el centro, así como un movimiento descendente en ese centro, figura 6.

En la figura 7, además, se observa cómo la termoclina está hundida. Más adelante hablaremos de esto con relación a los fenómenos meteorológicos. Según el mismo autor ruso, en los torbellinos

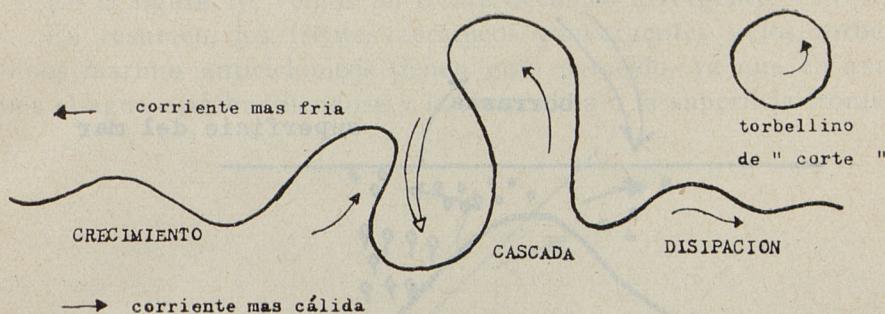


Fig 6

Proceso de corte en los meandros de un frente oceánico.

marinos ciclónicos del hemisferio Norte, por existir «upwelling», figura 8, la termoclina está cerca de la superficie del mar, habiendo una gran cantidad de sales minerales y sustancias orgánicas y, en consecuencia, una gran cantidad de fitoplancton que es dispersado por las corrientes.

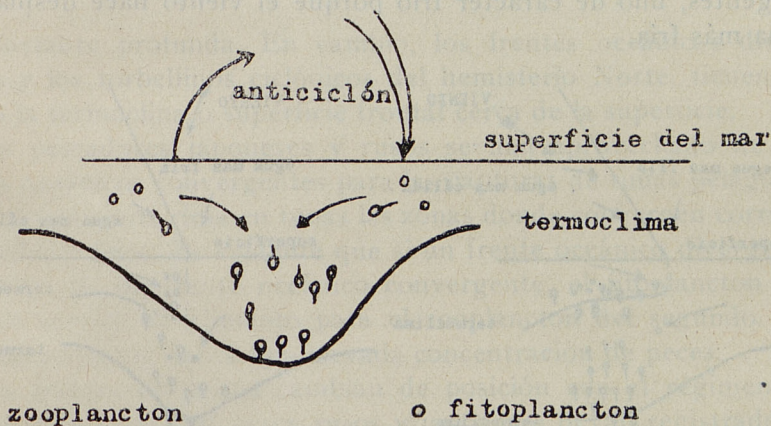


Fig 7

Concentración de zooplancton en el centro de un torbellino anticiclónico marino del Hemisferio Norte.

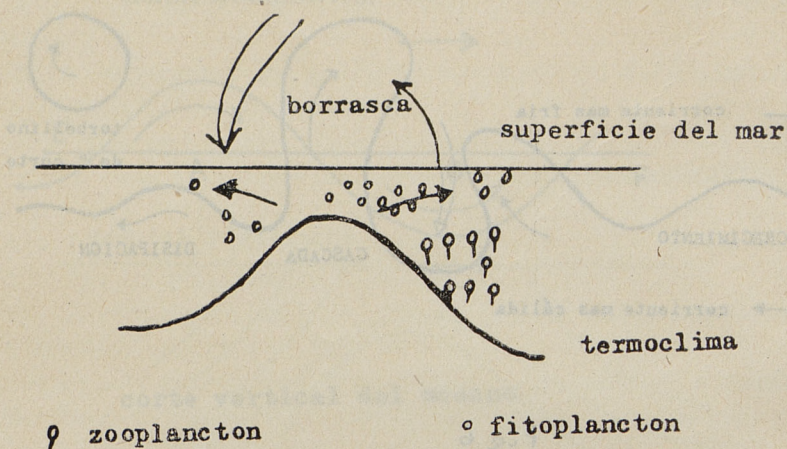


Fig 8

Torbellino marino ciclónico en el Hemisferio Norte. En el centro la termoclina ha subido, aunque el fitoplancton es dispersado por las corrientes.

En la figura 9 se pueden ver dos tipos de frentes oceánicos convergentes, uno de carácter frío porque el viento hace desplazar el agua más fría.

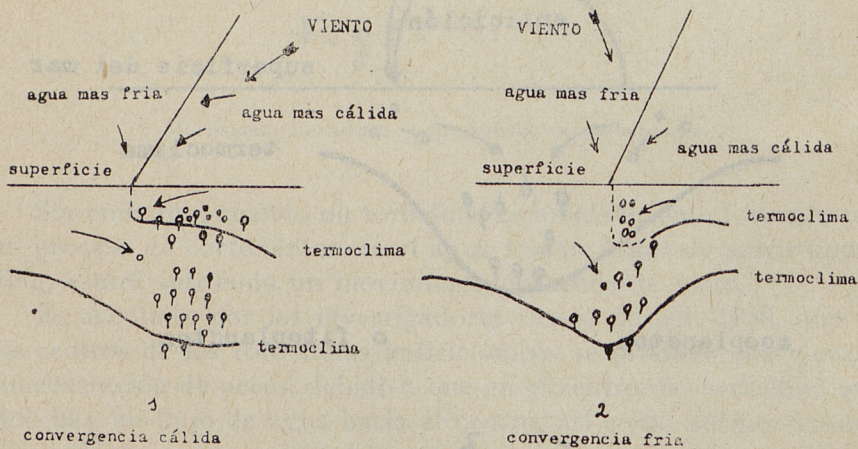


Fig 9

Frentes oceánicos convergentes: 1.º, de carácter cálido; 2.º de carácter frío. En el 2.º el zooplancton está a mayor profundidad.

En la figura 10, vemos un frente oceánico divergente.

En resumen, los frentes oceánicos convergentes y los torbellinos marinos anticiclónicos tienen gran parecido, ya que en ambos el agua está hundiéndose y la termoclina o la superficie frontal

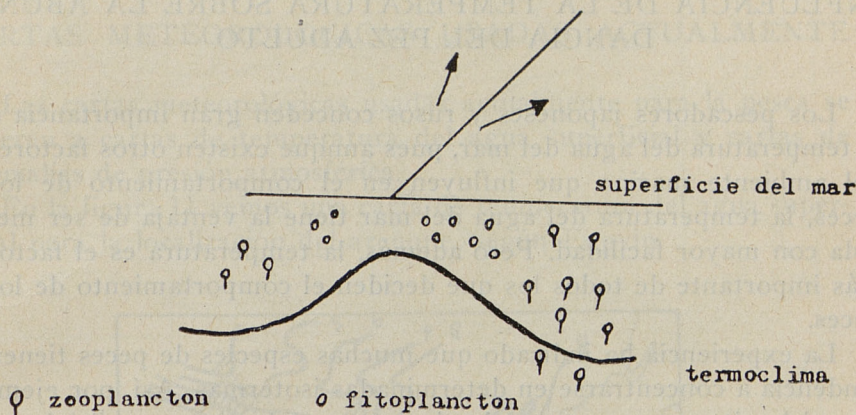


Fig 10

Frente oceánico divergente.

está bastante profunda. En cambio, los frentes oceánicos divergentes y los torbellinos ciclónicos del hemisferio Norte, tienen de común la termoclina o superficie frontal cerca de la superficie.

Los pescadores japoneses y rusos se han aprovechado de los frentes oceánicos convergentes para las capturas de tunas pelágicas. Son especialmente ricas en tunas las zonas donde convergen corrientes cálidas y frías. Es evidente que si un frente oceánico divergente está cerca de un frente oceánico convergente, el fitoplancton del primero servirá de alimento para el zooplancton del segundo. En este último frente habrá una elevada concentración de peces.

Los frentes oceánicos cambian de posición con el régimen de vientos. Los barcos de pesca rusos y japoneses llevan registradores de temperatura del agua del mar, acoplados con la velocidad del barco, que les permite localizar los meandros que se forman en los frentes oceánicos.

Esta misión es efectuada por cuatro barcos de investigación que acompañan a 30 buques de pesca y a un barco factoría, donde meteorólogos y oceanógrafos profesionales interpretan los datos ob-

servados y los análisis del tiempo atmosférico, recibidos por facsímil de la Oficina Meteorológica de Tokio.

INFLUENCIA DE LA TEMPERATURA SOBRE LA ABUNDANCIA DEL PEZ ADULTO

Los pescadores japoneses y rusos conceden gran importancia a la temperatura del agua del mar, pues aunque existen otros factores del ambiente marino que influyen en el comportamiento de los peces, la temperatura del agua del mar tiene la ventaja de ser medida con mayor facilidad. Pero además, la temperatura es el factor más importante de todos los que deciden el comportamiento de los peces.

La experiencia ha indicado que muchas especies de peces tienen tendencia a concentrarse en determinadas isotermas. Así, por ejemplo, el bonito se pesca entre las isotermas del agua superficial que oscilan entre 15 y 22 grados centígrados; en cambio, la albacora, aunque es pescada entre las isotermas del agua superficial de 15 a 21 grados, las temperaturas óptimas de pesca oscilan entre 17 y 19 grados, ambas inclusive (Uda). Las mejores áreas de pesca se encuentran en los frentes oceánicos y también en las zonas de divergencia marina y «upwelling». La mayor parte de las especies se concentran en zonas de rápida variación de la temperatura del agua superficial (fuerte gradiente horizontal de temperatura). La caballa, *Scomber scombrus*, en el Norte del Atlántico, es pescada con temperaturas que oscilan entre 12 y 14 grados centígrados. El bacalao, en los bancos de Nueva Escocia, durante la estación de primavera, es pescado con temperaturas que oscilan entre $-0,5^{\circ}$ C. y $1,5^{\circ}$ C., mientras que en verano es pescado con temperaturas de $2,5^{\circ}$ C. a $5,5^{\circ}$ C.

Davies, en Suráfrica, ha encontrado que las mayores capturas de sardinas, *Sardinops ocellata*, coinciden con los meses fríos de verano. Eran más abundantes en primavera y verano, con vientos del Sur, mientras que en otoño e invierno, eran más abundantes cuanto menos frecuentes eran los vientos del Sur.

Antonio Naya, en las Islas Canarias, ha encontrado que las sardinas, *Sardina Pilchardus*, eran más abundantes en primavera, otoño e invierno, cuanto más frecuentes eran los vientos del Sur.

En resumen, que la localización de los peces puede realizarse

cuando se conoce la temperatura óptima del agua superficial, y la posición de las zonas de fuerte gradiente horizontal de temperatura, es decir, en los frentes oceánicos, donde se forman meandros.

CARTAS METEOROLOGICAS USADAS ACTUALMENTE

Las cartas meteorológicas usadas actualmente para la pesca se refieren a cartas de temperatura del agua superficial y cartas de anomalías de presión atmosférica.

En la figura 11 vemos una carta de temperatura del agua superficial para la localización del arenque, según Eggvin.

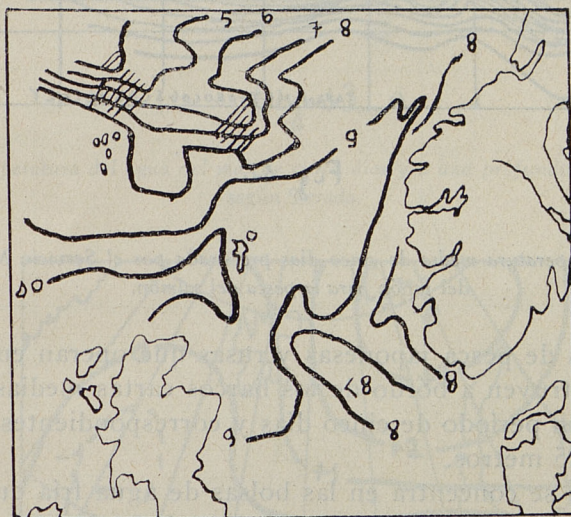


Fig 11

Carta de temperatura del agua del mar, indicando los bancos de arenque en las zonas de mayor gradiente de temperatura.

Sin embargo, existe una gran tendencia a construir cartas medias de cinco días, de la temperatura del agua del mar, como por ejemplo, la que puede verse en la figura 12, preparada por el Servicio Meteorológico del Japón, en Tokio, especial para la pesca del salmón.

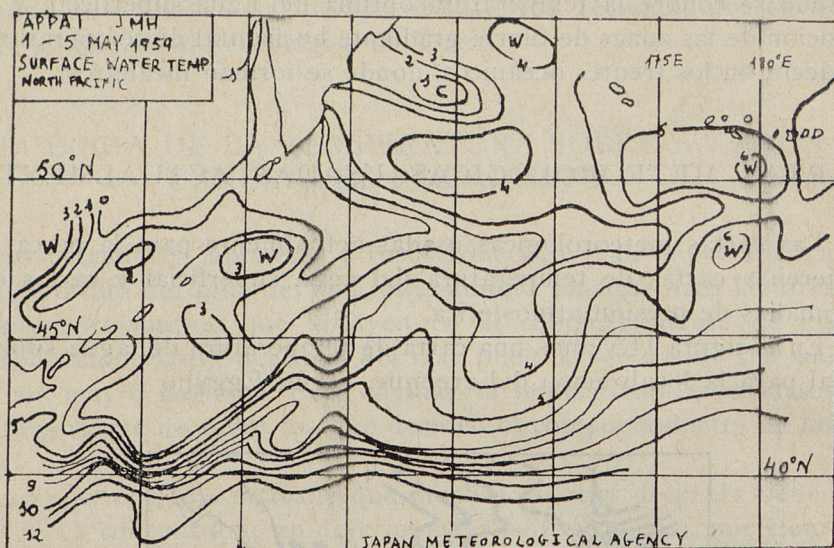


Fig. 12

Carta de la temperatura media de cinco días preparada por el Servicio Meteorológico del Japón para la pesca del salmón.

Las flotas de pesca japonesas y rusas que operan en el Océano Pacífico construyen a bordo de los barcos cartas medias de temperatura para un período de cinco días y correspondientes a una profundidad de 25 metros.

El salmón se concentra en las bolsas de agua fría que se observan en esas cartas. Una de tales cartas puede verse en la figura 13a.

Cuando un valor de temperatura, presión, etc. se compara con el valor normal, se obtiene la anomalía.

En la figura 13b tenemos una carta de anomalías de presión atmosférica en milibares, correspondiente al año 1957. En esa figura se observa un centro positivo de 3 milibares, al NNE de Escandinavia. Según Rodewald, esta situación corresponde a un año, con elevado número de capturas de bacalao.

Según Antonio Naya, la albocera en Canarias, el Germo alalunga, es capturado cuando en el Atlántico, al Oeste del Sahara o al Suroeste de Canarias, hay un centro positivo de presión atmosférica, y además hay un centro negativo de presión atmosférica entre

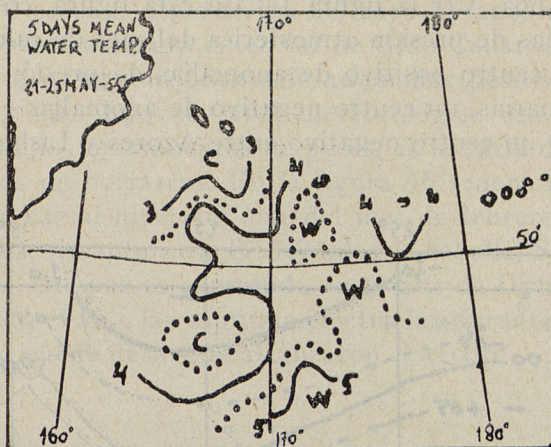


Fig 13 a

Carta de la temperatura del agua del mar de cinco días y a una profundidad de 25 metros, según Terada.

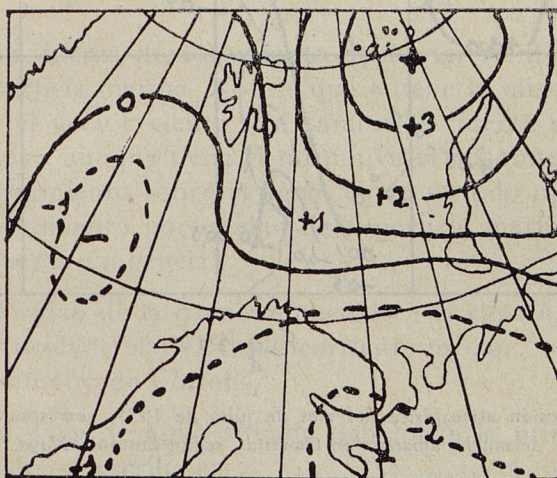


Fig 13 b

Condiciones favorables para la pesca del bacalao, expresadas en términos de anomalías de presión atmosférica, según Rodewald.

Azores y Lisboa. Ver la figura 14. En esta figura, correspondiente a las anomalías de presión atmosférica del mes de julio de 1955, se observan un centro positivo de anomalías de presión al Oeste del Sahara y Canarias, un centro negativo de anomalías en la Costa de Río de Oro y un centro negativo entre Azores y Lisboa.

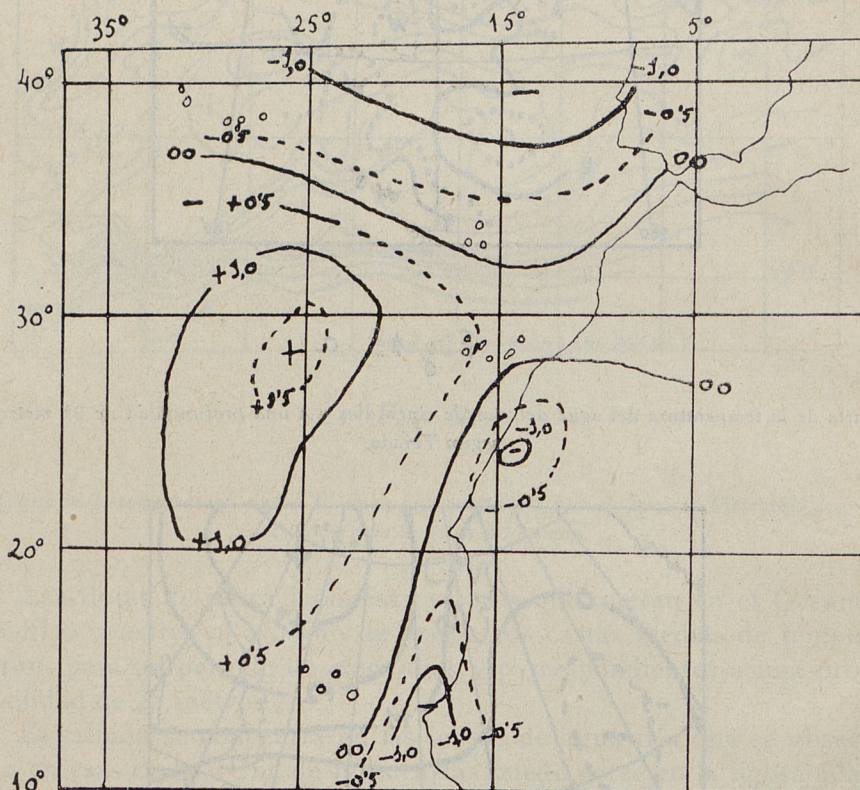


Fig 14

Anomalías de presión atmosférica del mes de julio de 1955, correspondientes a un mes de mucha albacora en Canarias, según Antonio Naya.

Estas cartas de anomalías de presión atmosférica correspondientes a un mes pueden ser preparadas con los partes meteorológicos CLIMAT, que dan los valores medios mensuales de presión atmosférica, humedad relativa, temperatura media y lluvia mensual de los diferentes Observatorios. En la figura 15, tenemos una carta de

anomalías de presión atmosférica del mes de agosto de 1960, en que no se capturó albacora en el Sur de Gran Canaria.

En este caso, hay un centro de anomalías positivas al Noreste de Canarias. Otro tipo de carta meteorológica usada para la investigación de los movimientos de peces, es la carta de trayectorias de los centros de borrascas. En la figura 16 tenemos las trayectorias de borrascas al nivel del mar del mes de febrero de 1958; durante este mes, se capturaron 87.349 kilos de caballa, *Scomber Scombrus*; aunque este pez es capturado en el Sur de Gran Canaria, durante casi todo el año, las capturas efectuadas durante el citado mes de febrero se puede decir que alcanzaron el record.

MOVIMIENTOS VERTICALES DEL AGUA DEL MAR, DEDUCIDOS DE CARTAS METEOROLOGICAS

La ecuación de Rossby, para una capa de agua marina de espesor h y densidad constante ρ , puede escribirse así:

$$\frac{d}{dt}(\omega_1 + f) + (\omega_1 + f) \operatorname{div} \mathbf{V}_1 = \frac{1}{\rho h} \operatorname{rot}_z \tau \quad [1]$$

donde τ es la fuerza de rozamiento debida al viento, y que actúa sobre la superficie marina. Nótese que τ tiene la misma dirección y sentido que el vector viento. En cambio, la fuerza de rozamiento aplicada al aire, aunque tiene el mismo valor absoluto que la citada fuerza de rozamiento sobre el agua, es de sentido opuesto. τ es la fuerza de rozamiento por unidad de superficie marina, siendo, por tanto, una fuerza tangencial.

\mathbf{V}_1 es la velocidad de la corriente media en la capa h .

ω_1 es la vorticidad relativa de la corriente media.

f es el parámetro de Coriolis.

Para una capa de agua situada debajo de la primera, la ecuación de Rossby se escribe así:

$$\frac{d}{dt}(\omega_2 + f) + (\omega_2 + f) \operatorname{div} \mathbf{V}_2 = 0 \quad [2]$$

\mathbf{V}_2 es la velocidad de corriente media en esa capa.

ω_2 es la vorticidad relativa de la corriente media de la capa.

Despreciando ω_1 y ω_2 frente a f , se tiene:

$$\frac{df}{dt} + f \operatorname{div} V_1 = \frac{1}{\rho h} \operatorname{rot}_z \tau \quad [3]$$

$$\frac{df}{dt} + f \operatorname{div} V_2 = 0 \quad [4]$$

En la ecuación [1]:

$$\operatorname{rot}_z \tau$$

es la componente vertical de la vorticidad de la fuerza de rozamiento. En todo este trabajo, al hablar de vorticidad, se sobreentiende que nos referimos a la componente vertical.

La experiencia indica que la vorticidad relativa de las corrientes marinas es despreciable frente al parámetro de Coriolis, porque las velocidades de las corrientes marinas no sobrepasan por término medio la velocidad de 0,5 metros por segundo.

Restando las ecuaciones [3] y [4], resulta:

$$f (\operatorname{div} V_1 - \operatorname{div} V_2) = \frac{1}{\rho h} \operatorname{rot}_z \tau \quad [5]$$

esta ecuación nos dice que si:

$$\operatorname{div} V_1 - \operatorname{div} V_2 > 0$$

hay un movimiento ascendente en el agua del mar en las capas de agua consideradas; entonces se verifica que:

$$\operatorname{rot}_z \tau > 0$$

Según Panofsky, «Introduction to Dynamic Meteorology», página 198, el rotacional de la fuerza de rozamiento aplicado al agua vale:

$$\operatorname{rot}_z \tau = \frac{\mu}{2f} \eta f (\bar{\eta} + f) \operatorname{sen} 2\alpha \quad [6]$$

η_g es la vorticidad relativa geostrófica del viento en el suelo.

$\bar{\eta}$ es la vorticidad relativa media desde el suelo al tope de la capa de fricción.

μ es la viscosidad turbulenta.

f es el parámetro de Coriolis.

α es el ángulo formado entre una isobara y la línea de corriente que pasa por el punto donde el rozamiento es τ .

Generalmente, por ser $\alpha < 45^\circ$, es $\sin 2\alpha$ positivo, así que el rotacional tiene un signo que depende de la vorticidad geostrófica relativa en el suelo. Si esta vorticidad geostrófica relativa es positiva, según la ecuación [5] y [6]:

$$\text{rot}_z \tau > 0 \quad \text{y} \quad \text{div } V_1 - \text{div } V_2 > 0$$

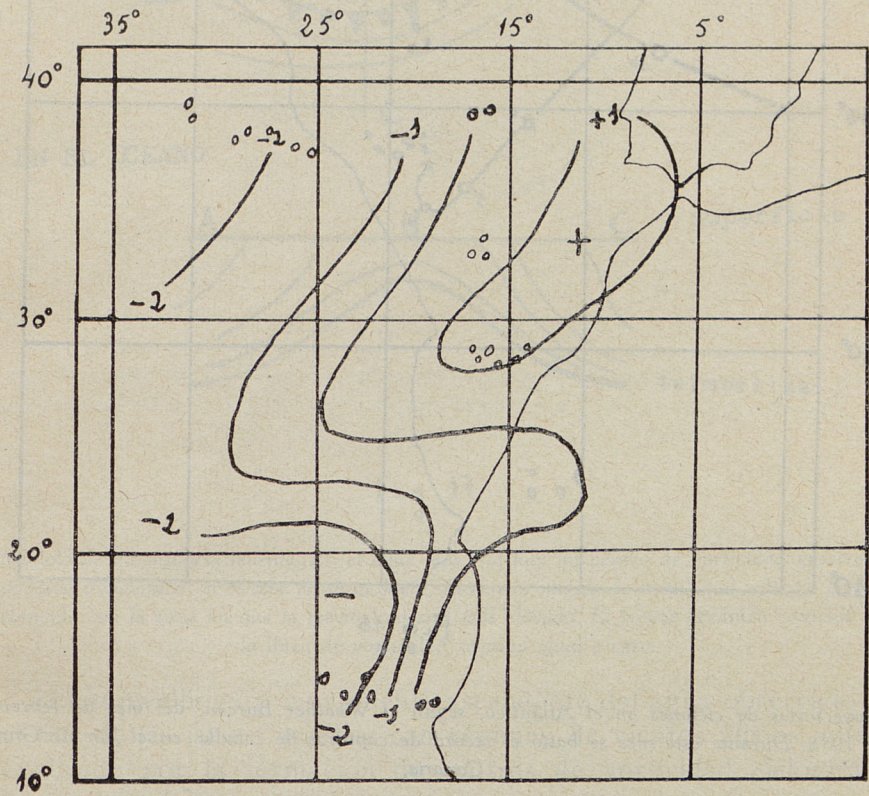


Fig 15

Carta de anomalías de presión atmosférica de agosto de 1960. Durante este mes no se capturaron albacoras en el Sur de Gran Canaria. El centro de anomalías positivas está al Noreste de Canarias.

entonces hay un movimiento ascendente en el agua del mar. Si la vorticidad geostrófica relativa en el suelo es negativa, entonces hay un movimiento descendente en el agua del mar.

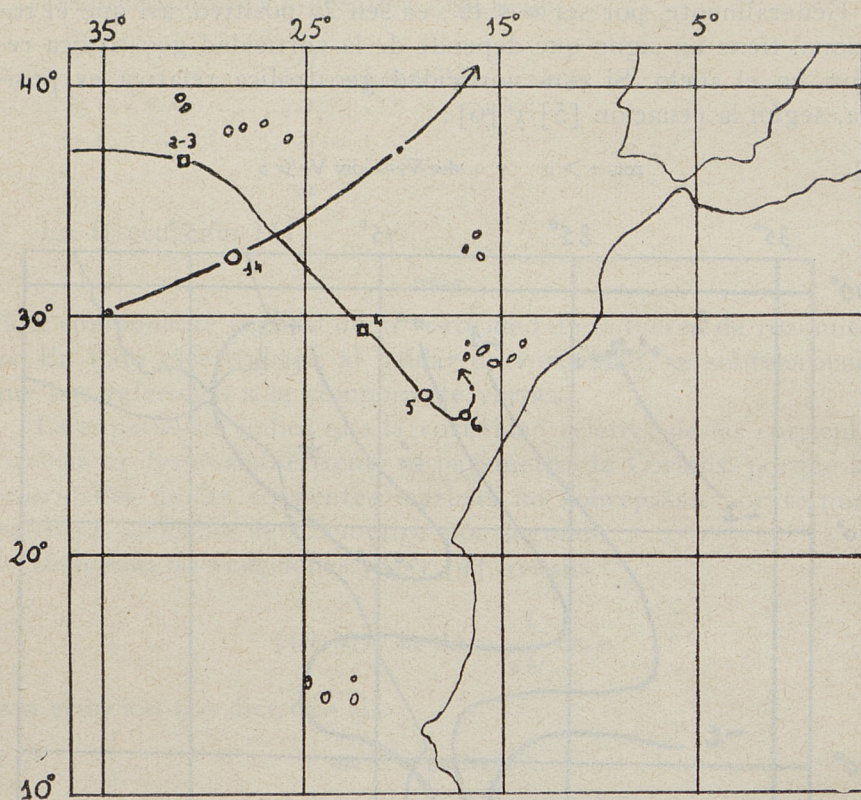


Fig 16

Trayectorias de ciclones en el Atlántico, según el Weather Bureau, del mes de febrero de 1958. Durante este mes se batió el récord de capturas de caballa, en el Sur de Gran Canaria.

Esto explica por qué en el centro de los anticiclones atmosféricos existe una región marina con movimientos descendentes del agua y por qué en el centro de las borrascas existe una región marina con agua que está ascendiendo. En efecto, en el centro de un anticiclón atmosférico existe un centro de vorticidad geostrófica relativa negativo, mientras que en el centro de una borrasca hay un centro de vorticidad geostrófica positiva.

De todo esto se deduce que los modelos de divergencia y convergencia marina propuestos por el japonés Uda pueden sustituirse por los modelos de las figuras 17 y 18.

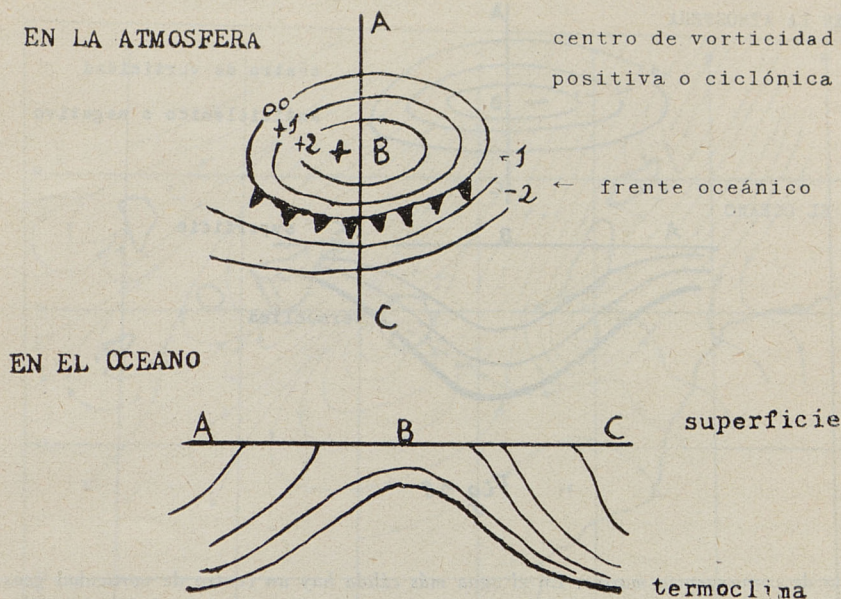


Fig 17

Modelo de divergencia marina. En el agua más fría hay un centro de vorticidad geostrofica positivo o ciclónico en el aire junto al suelo. El centro mismo de vorticidad relativa positiva coincide con la zona en que la termoclina está más elevada. El frente oceánico coincide con la línea de vorticidad relativa igual a cero.

El «upwelling» o movimiento ascendente del agua observado en el Sur de las islas Canarias, con régimen de vientos alisios, queda explicado por la formación de centros de vorticidad ciclónica o positiva a sotavento.

En la figura 19 tenemos un mapa mostrando el régimen de vientos observado por el buque alemán «Meteor», desde el 11 al 29 de mayo de 1966. Estos datos meteorológicos fueron gentilmente facilitados al autor de este trabajo por el meteorólogo alemán doctor Mertins.

Durante esta campaña oceanográfica en las islas Canarias, el régimen de alisios puede considerarse de débil a moderado.

En esta carta meteorológica llama la atención el gran desarrollo de la depresión en el Sur de Gran Canaria, y lo bien marcada que se encuentra la depresión al Sur de Fuerteventura; en las pro-

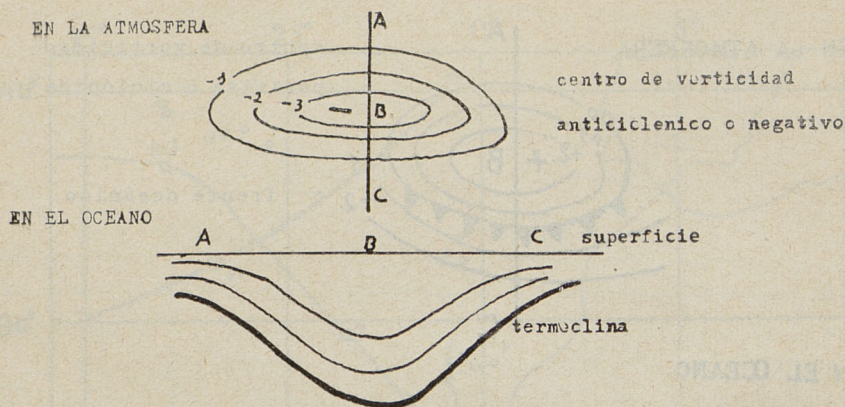


Fig 18

Modelo de convergencia marina. En el agua más cálida hay un centro de vorticidad geostrofica negativa en el aire junto al suelo. En el mismo centro de vorticidad relativa geostrofica negativo, la termoclina está a mayor profundidad.

ximidades del centro de la depresión, situado al Suroeste de Gran Canaria, los pescadores realizan buenas capturas de sardinas, *Sardina Pilchardus*, a lo largo del año.

En la línea de convergencia de vientos observada al Sureste de Gran Canaria, los pescadores realizan buenas capturas de bonito, *Sarda Sarda*, y albacora, *Thunnus Thynnus*.

Puede observarse que esta línea de convergencia del Sureste de Gran Canaria separa dos núcleos de vorticidad distintos: Al Sur de la línea de convergencia hay un centro de vorticidad relativa positiva, debido a la gran curvatura que presentan allí las líneas de corriente. Al Norte de la línea hay un centro de vorticidad anticiclónica o negativa, debido a la curvatura. Entre los dos centros de vorticidad relativa, debe existir en el agua un circuito cerrado, con la termoclina más profunda en el lado anticiclónico, y cerca de la superficie, en el lado ciclónico.

La isolínea de vorticidad relativa igual cero coincide con la línea de convergencia de vientos.

Este modelo de línea de convergencia de vientos nos permite

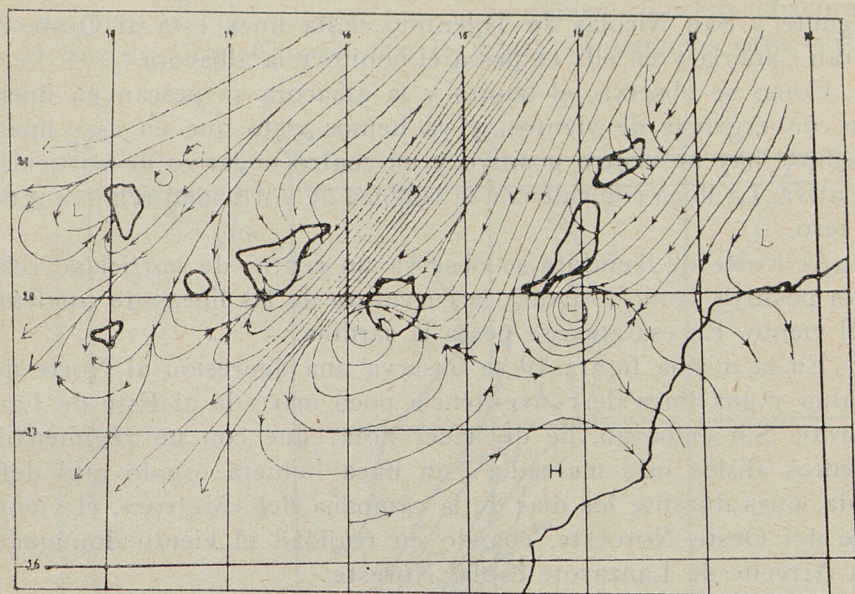


Fig. 19

Modelos de líneas de corriente del viento en las islas Canarias, entre el 11 al 29 de mayo de 1966, según los datos meteorológicos observados por el buque geofísico «Meteor». Las líneas de convergencia de vientos están separados por un centro de vorticidad positiva y un centro de vorticidad negativo. En estas líneas se pesca el bonito y la albacora. En el centro de las depresiones se pesca particularmente la sardina.

delimitar en las cartas de vorticidad geostrófica relativa, las líneas de convergencia de vientos.

En la figura 19 pueden observarse otras líneas de convergencia de vientos alternando centros positivos y centros negativos de vorticidad relativa, como en el Sureste de Tenerife y Sureste de la isla de La Palma. La línea de convergencia en la isla de La Palma explica la pesca de bonitos y albacoras en esta isla. La línea de convergencia al Sur de la isla de Hierro explica la variabilidad de vientos de esa zona.

La mejor zona de pesca de la isla de Tenerife está al SE de la isla (bonitos y albacoras).

La mejor zona de pesca de Fuerteventura está al SE de la isla.

Existe una buena zona de pesca de bonitos y albacoras al SW de Gran Canaria.

No podemos pasar por alto la línea de convergencia cerca de Agaete y San Nicolás de Tolentino. Esta línea está al Oeste de Gran Canaria y en ella se pesca el bonito y la albacora.

Como se observa, el bonito y la albacora se pescan en líneas de convergencia de vientos, y ya hemos visto que en esas líneas siempre hay un centro positivo y un centro negativo de vorticidad relativa. La línea coincide con la isolínea de vorticidad relativa igual a cero.

Al Norte de Tenerife se observa un centro de vorticidad relativa positiva, como lo indica la curvatura de las líneas de corriente del viento. En esa zona se pesca la sardina.

En la misma figura 19 se observa una depresión al Norte del Aaiun y una línea de convergencia poco marcada al Este de Lanzarote. Sin embargo, he de hacer notar que con un régimen de vientos alisios más marcado, esta línea hubiera estado más definida, pues durante los días de la campaña del «Meteor», el viento fué del Oeste Noroeste, cuando en realidad el viento dominante en Arrecife de Lanzarote es del Noreste.

En esta línea se pesca el bonito y la albacora.

Ahora recordaremos que la vorticidad geostrófica relativa η_g vale:

$$\eta_g = \frac{1}{\rho_o f} \nabla^2 p,$$

siendo ρ_o la densidad del aire, f el parámetro de Coriolis y $\nabla^2 p$ la laplaciana de la presión atmosférica.

Siendo la laplaciana de la presión atmosférica:

$$\nabla^2 p = \frac{p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4 p_o}{d^2}.$$

Para mayor comodidad, nosotros podemos construir cartas meteorológicas con isolíneas de:

$$\Sigma p = p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4 p_o$$

En una carta de isobaras se construye un cuadrado, en cuyos vértices las presiones atmosféricas son:

$$p_1, p_2, p_3, p_4$$

siendo p_o la presión atmosférica en el centro del cuadrado. El lado del cuadrado d se suele hacer igual a 200 kilómetros. El valor Σp viene, por tanto, en milibares.

En la figura 20 tenemos una carta con isolíneas de Σp para el mes de junio de 1957; en este mes se capturaron muchas albacoras en el Sur de Gran Canaria. En la figura 21 tenemos otra carta

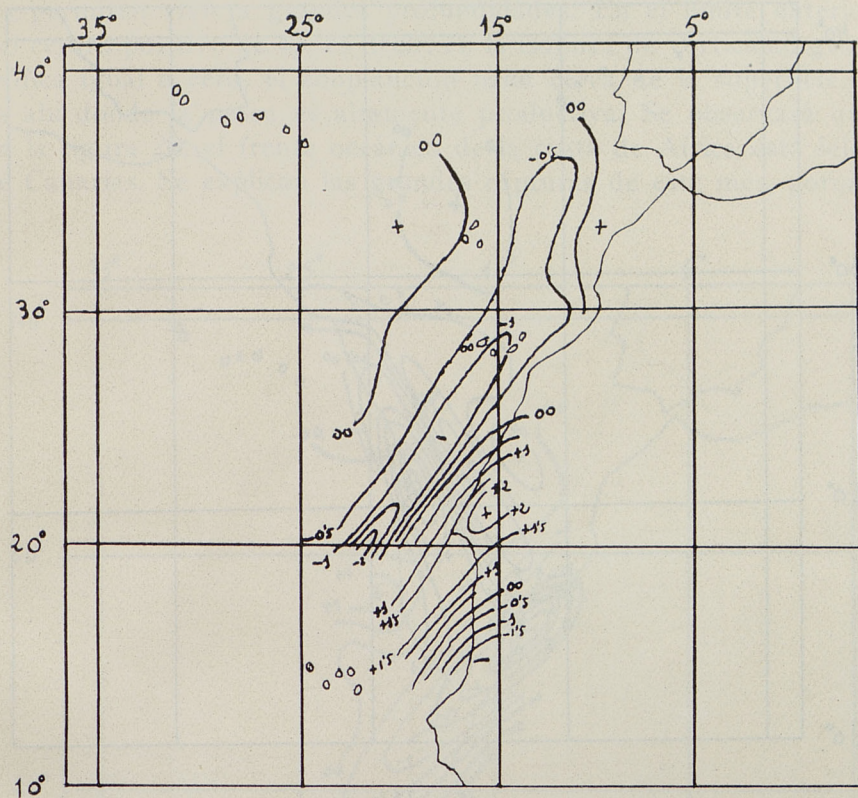


Fig 20

Carta meteorológica de Σp para el mes de junio de 1957. Durante este mes se capturaron muchas albacoras en el Sur de Gran Canaria. Se nota un centro negativo de Σp en el Atlántico. Este centro negativo actuaba de colector de zooplancton. Además se nota un centro positivo de Σp en las proximidades de la Guera. Durante este mes se capturaron 39.965 kilos de albacora, siendo el valor normal del mes de 6.484 kilos. Se capturaron 18 kilos de bonito, siendo el valor normal del mes de 2.293 kilos.

de Σp para el mes de julio de 1955, un mes que se capturaron 24.209 kilos de albacora, siendo el valor normal del mes de 3.788 kilos.

En las cartas de las figuras 20 y 21 se nota un fuerte «upwelling» en la costa de Africa, formando un circuito cerrado con el centro negativo del Atlántico. Estas cartas meteorológicas nos dan cuenta

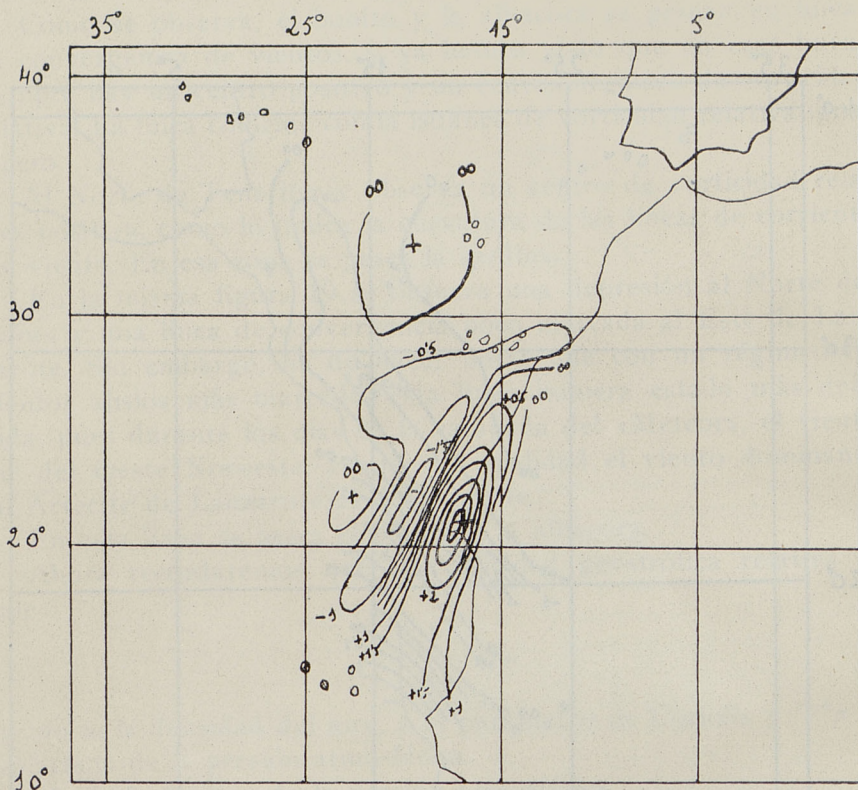


Fig 21

Carta meteorológica con isolíneas de Σp para el mes de julio de 1955. Durante este mes se capturaron 24.209 kilos de albacora y 5.657 kilos de bonito en el Sur de Gran Canaria, siendo los valores normales, respectivamente, 3.788 kilos y 12.299 kilos. Hay un centro negativo en el Atlántico y otro positivo en las proximidades de Güera, que se extiende hasta cerca de Cabo Bojador.

de la existencia de circuitos de agua, indicándonos dónde el agua se eleva y dónde se hunde.

El upwelling produce sales minerales, las cuales sirven de alimento al fitoplancton. El zooplancton se alimenta del fitoplancton. Según el modelo de frente oceánico propuesto anteriormente, la línea de Σp igual a cero constituye un frente oceánico, en donde

En la figura 23 tenemos la carta meteorológica de Σp del mes de agosto de 1960. Durante este mes no se capturaron albacoras en el Sur de Gran Canaria, cogiéndose 2.698 kilos de bonito, muy inferior al valor normal del mes. Lo normal es que capturen 16.049 kilos de bonito en el Sur de Gran Canaria, en el mes de agosto.

En esta carta vemos otra vez un gran centro negativo de Σp que domina la costa de Africa, impidiendo el «upwelling» en dicha área. Se observa un centro positivo frente a las costas de Cabo Blanco y otro centro negativo al Sur.

La figura 24 corresponde a la carta meteorológica de Σp del

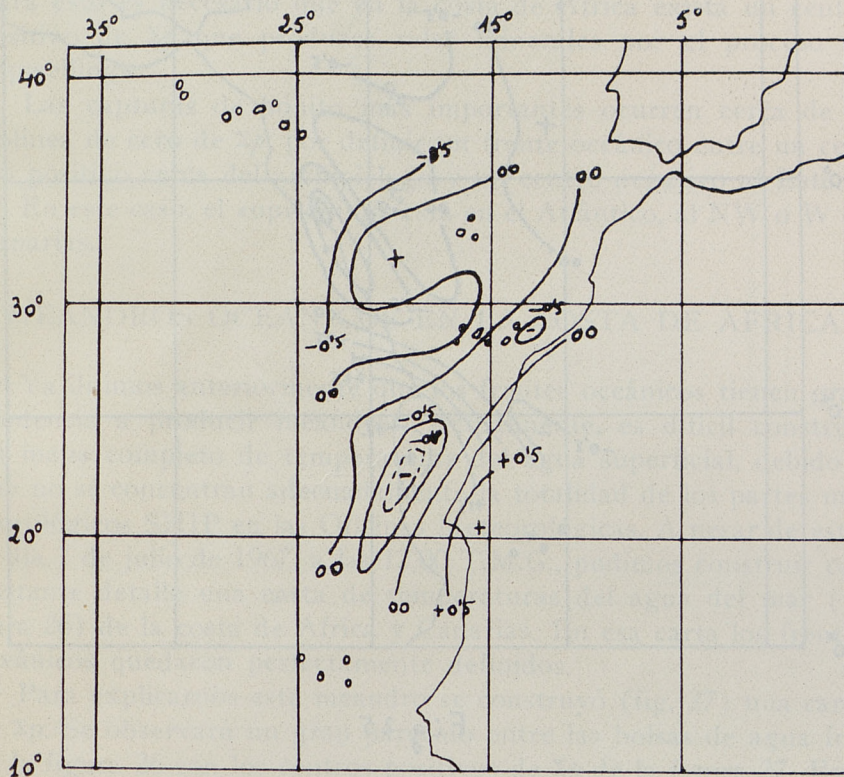


Fig 24

Carta meteorológica de Σp , para el mes de octubre de 1958. Durante este mes se capturaron 10.874 kilos de bonito, siendo el valor normal para el Sur de Gran Canaria en este mes de 11.321 kilos. El mes puede considerarse normal. Sólo se capturaron 338 kilos de albacora, siendo lo normal en este mes 572 kilos. La línea de cero representa un frente oceánico.

Hay un centro positivo cerca de Canarias y un centro negativo al Este.

tica del bonito es la existencia de un frente oceánico cerca de Canarias, determinado entre un centro positivo en las inmediaciones del archipiélago y un centro negativo un poco al Este. Hay un circuito cerrado en sentido contrario en el caso de situaciones favorables para la pesca de la albacora.

Resumiendo. Las capturas de albacora se efectúan con un centro negativo de Σp en el Atlántico, que abarca Canarias. El zooplancton acumulado en grandes profundidades aflora en los frentes oceánicos de las islas Canarias y en las zonas de vorticidad positiva, como la del SW de Gran Canaria (Mogan y Aldea San Nicolás). Para esto es necesario que en la costa de Africa exista un centro positivo de Σp que produzca sales minerales por el proceso de «upwelling».

Las capturas de bonito más importantes ocurren cerca de la isolínea de cero de Σp , por definir un frente oceánico entre un centro positivo cerca del archipiélago y un centro negativo al Este.

En este caso, el «upwelling» está en el Atlántico, al NW o W de Canarias.

MEANDROS OCEANICOS EN LA COSTA DE AFRICA

Ya dijimos anteriormente que los frentes oceánicos tienen gran tendencia a producir meandros. Actualmente, es difícil construir un mapa completo de temperaturas del agua superficial, debido a que no se concentran adecuadamente la totalidad de los partes meteorológicos SHIP en las Oficinas Meteorológicas. A pesar de esto, el día 7 de julio de 1967, a las 12,00 T.M.G., pudimos construir con bastante detalle una carta de temperaturas del agua del mar (figura 26) de la costa de Africa y Canarias. En esa carta los frentes oceánicos quedaron perfectamente definidos.

Para explicarnos este meandro se construyó (fig. 27) una carta de Σp . Se observará un gran parecido entre las bolsas de agua fría de la figura 26 con los centros positivos de Σp de la figura 27. Esto nos dice que las bolsas de agua fría son producidas por el viento, o mejor, porque en esas zonas el rotacional de la fuerza de rozamiento en el agua, tiene una componente vertical positiva o ciclónica, lo cual determina el «upwelling» en las bolsas de agua fría.

En estas dos últimas figuras se observará que la isolínea de cero de Σp coincide rudamente con los frentes oceánicos determinados con la temperatura del agua superficial del mar. Tal como

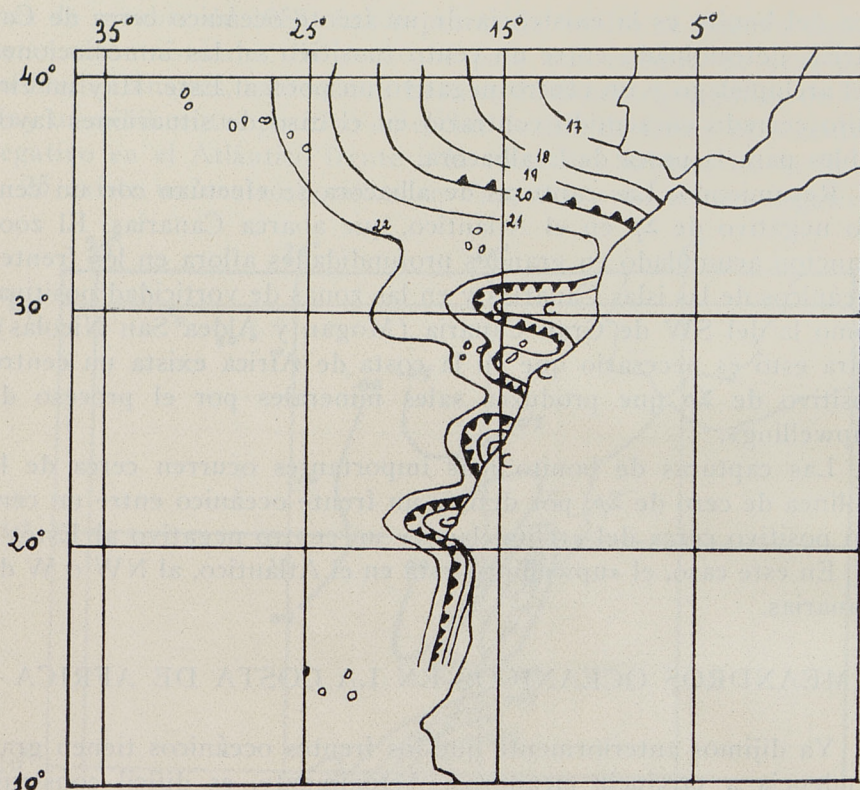


Fig 26

Carta de temperatura del agua superficial del día 7 de julio de 1967, a las 12,00 T. M. G. El símbolo ▲▲▲▲ indica un frente oceánico. Se notan unas bolsas de agua fría y unas zonas de agua más cálida. Tenemos un clásico meandro.

es indicado, esta coincidencia se debe a que más allá del frente oceánico o isolínea de cero, en la región negativa de Σp , el agua empieza a hundirse o, si se quiere, ya no hay elevación de agua fría, mientras que dentro de la región positiva de Σp hay producción de agua fría por «upwelling», así que el mayor gradiente de temperatura del agua superficial tiene que producirse en las inmediaciones de la isolínea de cero.

A nuestro juicio, los patrones de pesca deberían disponer de cartas diarias de temperatura del agua superficial y de Σp , así como cartas medias de cinco días de temperatura del agua superficial y de Σp . Las cartas de Σp tiene la ventaja de poderse construir siem-

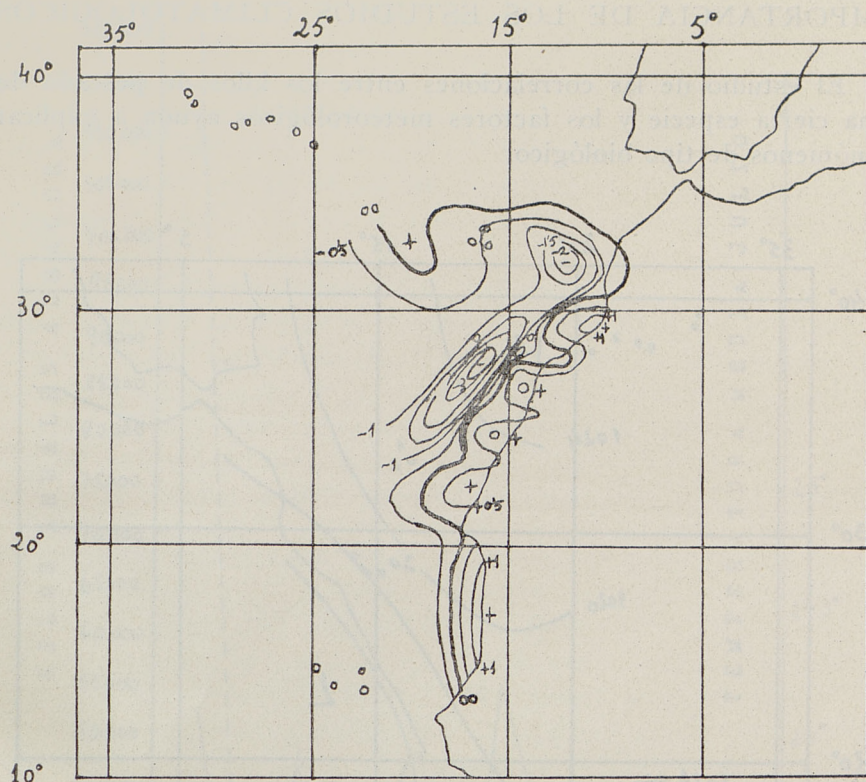


Fig 27

Carta meteorológica Σp para el día 7 de julio de 1967, a las 12,00 T. M. G. Se nota un gran parecido entre las bolsas de agua fría de la figura 26 y los centros positivos de Σp de esta figura. Los frentes oceánicos rudamente coinciden con la isolínea de cero.

pre, mientras que las cartas de temperatura del agua superficial a veces no se podrán construir por falta de datos.

Se comprende ahora por qué las flotas rusas y japonesas llevan cuatro barcos de investigación, pues su misión es explorar la temperatura del agua superficial para determinar las bolsas de agua fría de los frentes oceánicos. Además, estas flotas transmiten partes meteorológicas a sus Centros Meteorológicos en unas claves secretas, que únicamente conocen ciertos oficiales del Servicio Meteorológico respectivo y los capitanes de los buques factoría.

IMPORTANCIA DE LOS ESTUDIOS CLIMATOLÓGICOS

El estudio de las correlaciones entre los kilos de pescado de una cierta especie y los factores meteorológicos ayuda a explicar fenómenos de tipo biológico.

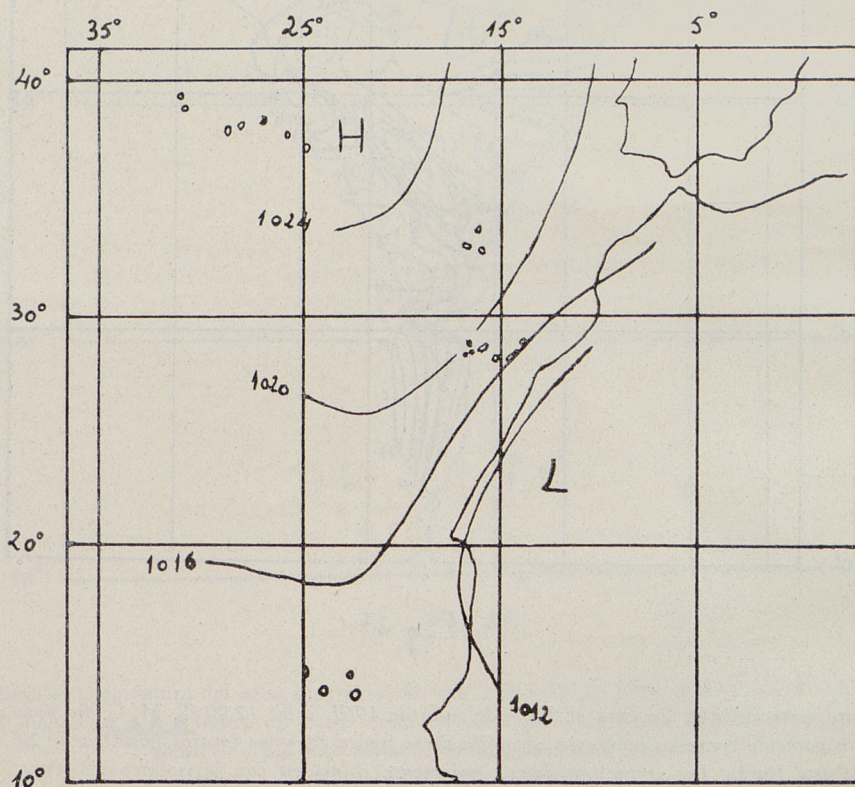


Fig 28 a

Carta de isobaras de superficie del 7 de julio de 1967, a las 12,00 T. M. G.

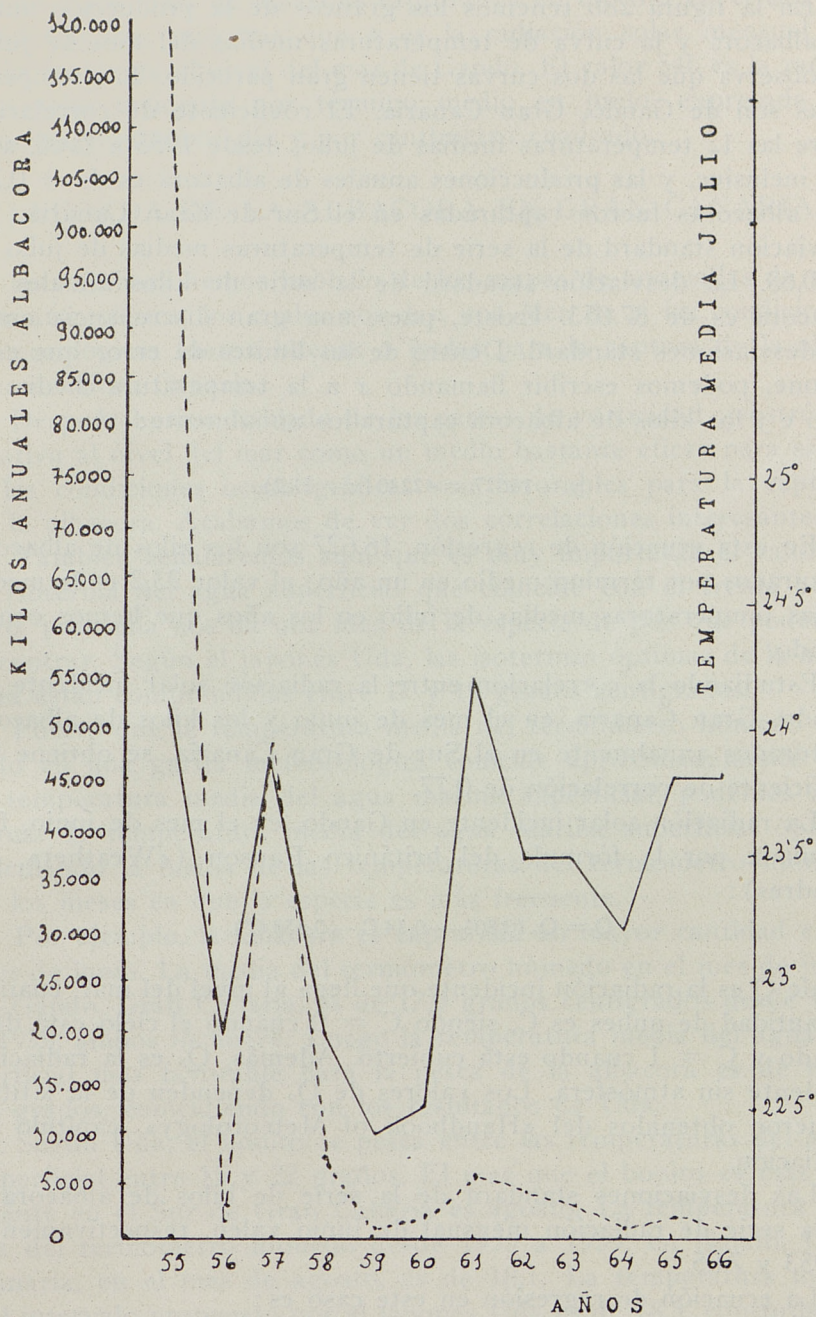


Fig 28 b

En la figura 28b tenemos los gráficos de la producción anual de albacora y la curva de temperaturas medias del mes de julio. Se observa que las dos curvas tienen gran parecido. Las temperaturas son de Gando, Gran Canaria. El coeficiente de correlación entre las 12 temperaturas medias de julio, desde 1955 a 1966, ambos inclusive, y las producciones anuales de albacora es de + 0,72. Las albacoras fueron capturadas en el Sur de Gran Canaria. La desviación standard de la serie de temperaturas medias de julio es de 0,63. La desviación standard de la serie de kilos anuales de albacora es de 37.053. Existe, pues, una gran discrepancia entre las desviaciones standard. Dentro de los límites de error que esto supone, podemos escribir llamando x a la temperatura media de julio e y los kilos de albacora capturados anualmente:

$$y - 16627 = 42240 (x - 23,2).$$

En esta ecuación de regresión, 16.627 son los kilos de albacora capturados por término medio en un año; el valor 23,2 es la media de las temperaturas medias de julio en los años que hemos considerado.

Estudiando la correlación entre la radiación solar incidente en Gando, Gran Canaria, en el mes de junio y los kilos de albacora capturados anualmente en el Sur de Gran Canaria, se obtiene un coeficiente de correlación de 0,77.

La radiación solar incidente en Gando, en el mes de junio, fué calculada por la fórmula del británico Ranson («Weather», de Londres):

$$Q = Q_0 (0,803 - 0,34 C - 0,458 C^2),$$

donde Q es la radiación incidente que llega al nivel del mar, cuando la cantidad de nubes es C , siendo $C = 0$ cuando el cielo está despejado y $C = 1$ cuando está cubierto. Además, Q_0 es la radiación incidente sin atmósfera. Los valores de Q_0 dependen de la latitud y fueron obtenidos del «Handbook of Meteorology», capítulo de Radiación.

Las desviaciones standard de la serie de kilos de albacora y de la serie de radiación mensual de junio valen, respectivamente, 37.053 y 74,5.

La ecuación de regresión en este caso es:

$$y - 16627 = 383 (x - 546),$$

siendo y los kilos de albacora capturados en un año en el Sur de Gran Canaria, mientras que x es la radiación solar mensual de junio, incidente al nivel del mar de Gando. El valor 546 es la radiación solar incidente por término medio en junio, expresada en calorías-gramos por día y por centímetro cuadrado.

LLEGADA DE LA ALBACORA EN GRAN CANARIA

Hasta ahora hemos hablado de los mapas de anomalías de presión atmosférica, los cuales nos dan una idea de si las condiciones meteorológicas fueron buenas o malas para la captura de la albacora en Gran Canaria.

Después hemos hablado de las cartas de vorticidad geostrófica relativa al nivel del mar como un medio bastante eficaz para saber si las condiciones oceanográficas son favorables para la captura de la albacora. Acabamos de ver dos correlaciones interesantes.

También señalaremos aquí que es muy importante el valor de la isoterma del agua superficial que coincide con el frente oceánico, pues ella nos da una idea de la especie de pez que podemos encontrar. Según el japonés Uda, las isotermas óptimas de la albacora están comprendidas entre 17 y 19 grados centígrados.

Puesto que la temperatura media del termómetro húmedo medido en una garita meteorológica coincide aproximadamente con la temperatura media del agua marina superficial, podemos averiguar la temperatura media del agua marina superficial óptima calculando la media de las temperaturas del termómetro húmedo de los meses en que la especie es más frecuente.

Por ejemplo, la albacora es capturada en mayor cantidad en el mes de junio. La media del termómetro húmedo en el mes de junio en Gando, Gran Canaria, es de 17,9 grados centígrados desde 1955 a 1959, ambos inclusive. Luego la temperatura media del agua superficial más favorable para la pesca de la albacora es de unos 18 grados, coincidiendo con los resultados de Uda.

Según Uda, el bonito se pesca entre las temperaturas del agua superficial entre 15 y 22 grados. El mes que el bonito es más frecuente en el Sur de Gran Canaria es agosto. La temperatura media del termómetro húmedo desde 1955 a 1959, en Gando, Gran Canaria, en el mes de agosto, es de 18,1. La temperatura media del intervalo propuesto por el japonés Uda es de 18,5, concordando con nuestro resultado.

Estos resultados nos hacen pensar en usar, en caso de faltar datos de temperatura del agua superficial, los datos del termómetro húmedo.

Se sabe que el termómetro húmedo tiene una temperatura que es aproximadamente la media de las temperaturas del termómetro seco y el punto de rocío. Esto creo que podría usarse al construir los mapas Climat.

En un Climat nos dan la humedad relativa y la temperatura del termómetro seco. Conociendo estos datos, es posible calcular la tensión del vapor, y de aquí, el punto de rocío. La media del termómetro seco y el punto de rocío nos dará el termómetro húmedo.

Con objeto de hacer una predicción de si hay o no hay albacora en las aguas del Sur de Gran Canaria, se nos ha ocurrido emplear las mismas técnicas usadas por Pettersen, «Weather Analysis and Forecasting», tomo II, para la predicción local (nieblas, lluvia, etc.).

En la figura 29 hemos representado gráficamente los datos de temperatura del termómetro seco, eje de ordenadas, y punto de rocío, eje de abscisas, de los meses comprendidos desde enero de 1955 a diciembre de 1959, ambos inclusive. Si en un mes hubo albacora, lo hemos indicado en el gráfico con una cruz, y si no hubo albacora, con un punto.

En el gráfico se nota una concentración de cruces alrededor del punto, cuyas coordenadas son: punto de rocío, 15,5 grados, y termómetro seco, 21 grados. Además, este punto medio representa las condiciones «mínimas» óptimas de la albacora. Es conveniente una vez se ha determinado el frente oceánico por el método de la vorticidad geostrófica relativa en el suelo, indicar la región que cumple la condición de ser el punto de rocío igual a 15,5 grados, y el termómetro seco, igual a 21 grados.

En la figura 30 hemos construido un gráfico análogo con la diferencia de que hemos considerado los valores del termómetro húmedo y del termómetro seco a las 13,00 T.M.G. Las cruces señalan que hubo albacora. Los puntos indican que no hubo albacora. Los valores se refieren a Gando, Gran Canaria, desde el mes de enero de 1955 al mes de diciembre de 1959, ambos inclusive. La zona encerrada por una línea indica que la albacora fué capturada en grandes cantidades.

temperatura media

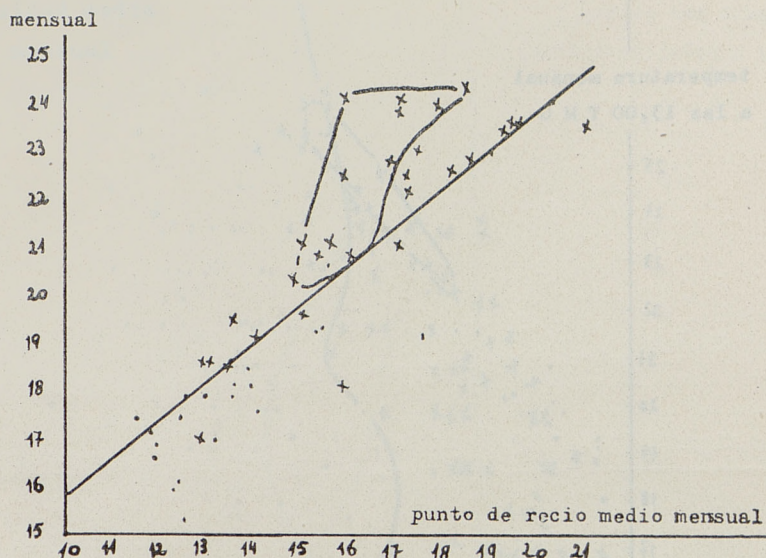


Fig 29

Gráfico para determinar si hay o no hay albacora en el Sur de Gran Canaria. Eje de abscisas, punto de rocío de Gando, Gran Canaria. Eje de ordenadas, termómetro seco, de la misma estación. Los valores considerados son mensuales. La recta separa dos regiones. Arriba, hubo albacora. Abajo, no la hubo. La región delimitada por una línea nos da la región de temperatura del termómetro seco y punto de rocío, en que la albacora se capturó en grandes cantidades.

LLEGADA DEL BONITO EN GRAN CANARIA

Siguiendo la misma técnica que para la albacora, hemos construido un gráfico (fig. 31) tomando como ejes la nubosidad media mensual en Gando, Gran Canaria, y la temperatura media del termómetro seco de la misma estación meteorológica. Como puede observarse, existe una línea que separa muy bien los casos de bonito indicados con una cruz y los casos que no hubo bonito, indicados por un punto. Las capturas de bonito se refieren al Sur de Gran Canaria.

En la figura 32 tenemos otro gráfico para el bonito. En el eje de abscisas hemos puesto temperatura media, y en el eje de ordenadas, tanto por ciento de insolación. La curva de separación es

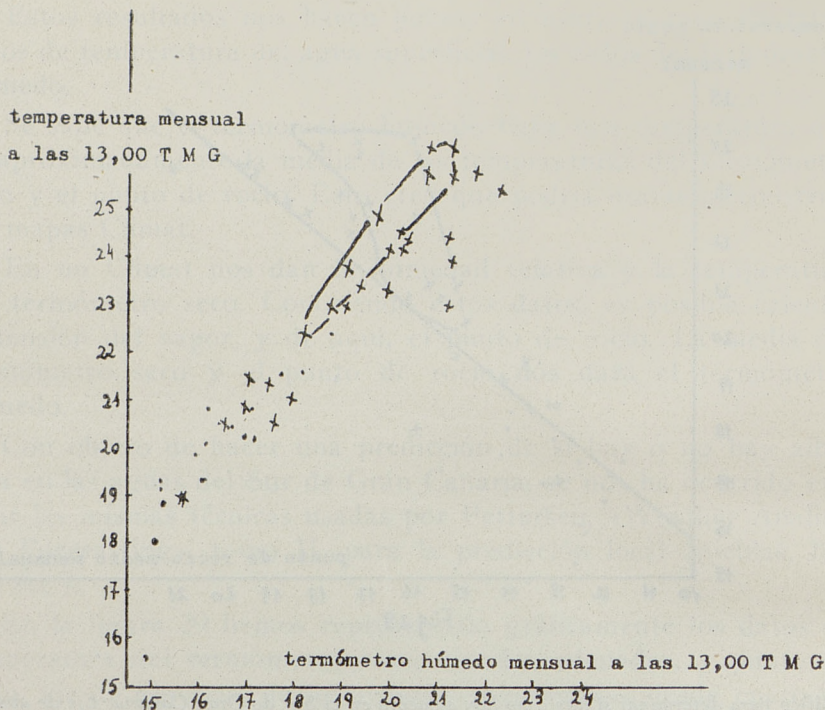


Fig 30

Gráfico para determinar si hay o no hay albacora en el Sur de Gran Canaria. Eje de abscisas, termómetro húmedo a las 13,00 T. M. G. Eje de ordenadas, termómetro seco a las 13,00. Datos de observación, Gando, Gran Canaria, desde enero de 1955 a diciembre de 1959. La región limitada por una línea nos da las condiciones en que la albacora fué capturada en grandes cantidades. Hemos dibujado una línea cerrada englobando la región más favorable para que exista la albacora.

parabólica. Las cruces indican que hubo bonito. Los puntos indican que no hubo bonito. Las observaciones se refieren desde enero de 1960 a diciembre de 1966.

Para hacer destacar la gran importancia de la temperatura media mensual en las capturas del bonito, hemos construido el gráfico de la figura 33. En el eje de abscisas, la temperatura media del termómetro seco, y en el eje de ordenadas, los kilos de albacora. Los valores son mensuales, y abarcan desde enero de 1960 a diciembre de 1966, ambos inclusive. Las capturas se refieren al Sur

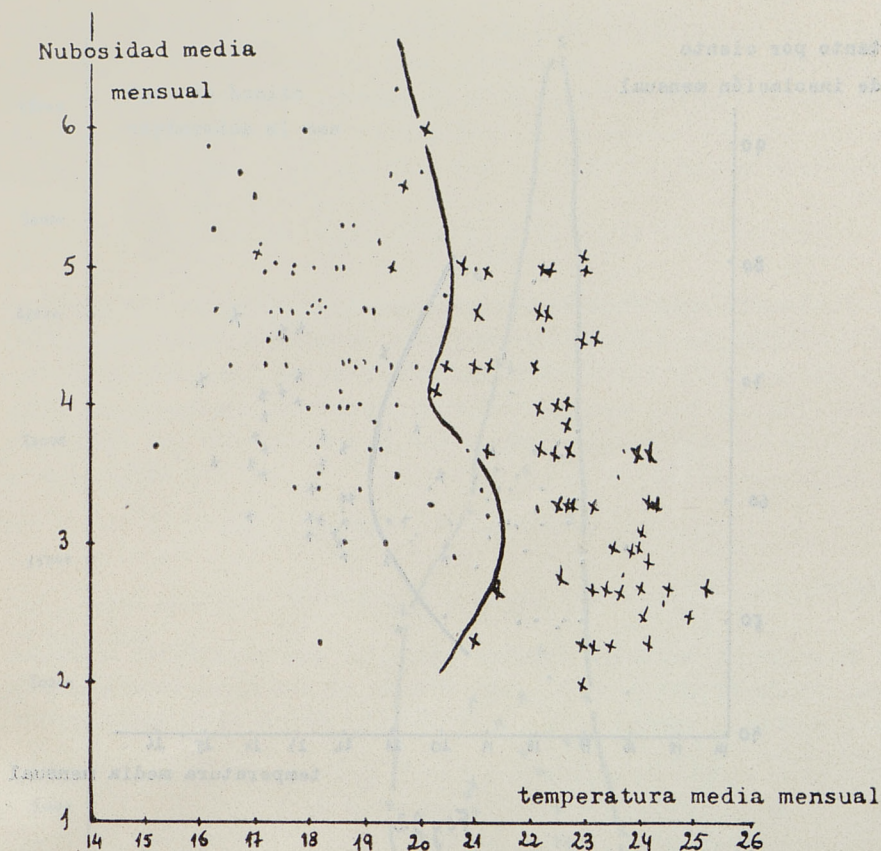


Fig. 31

Gráfico para determinar si hay o no hay bonito en el Sur de Gran Canaria. Eje de abscisas, termómetro seco; eje de ordenadas, nubosidad en octavos en Gando, Gran Canaria. La línea separa dos regiones. La zona de la derecha corresponde a la presencia del bonito. La zona de la izquierda corresponde a que no hay bonito. Observaciones desde enero 1955 a diciembre 1966, ambos inclusive. Los datos incluídos son los medios mensuales.

de Gran Canaria. Los datos de temperatura media mensual se refieren a Gando, Gran Canaria.

Se observa que el bonito empieza a capturarse cuando la temperatura media llega a los 20 grados centígrados. Con seguridad, hay bonito cuando la temperatura media llega a ser igual o mayor que 20,5 grados centígrados. La cantidad de bonito capturada, como se ve, no depende sólo de la temperatura media.

tanto por ciento
de insolación mensual

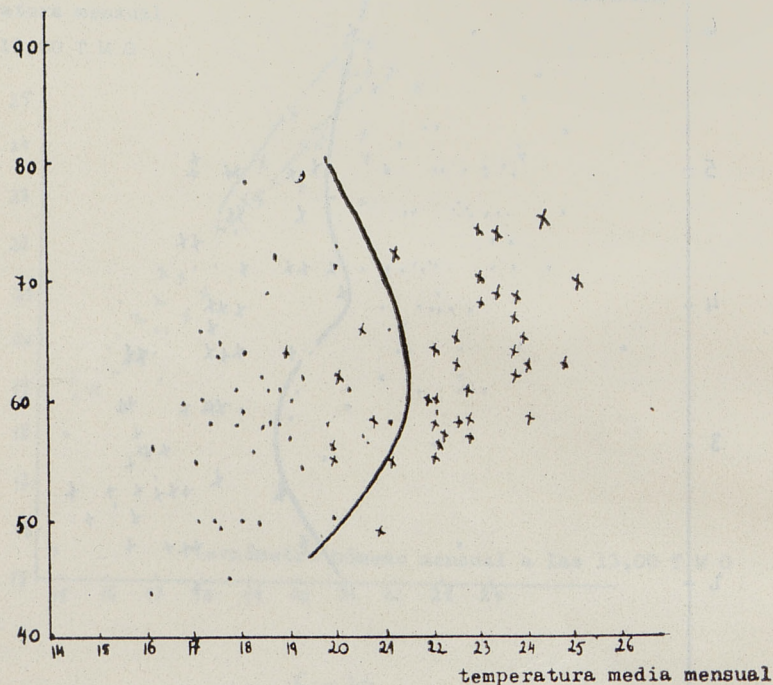


Fig 32

Gráfico para determinar si hay o no hay bonito en el Sur de Gran Canaria. Eje de abscisas, temperatura media del termómetro seco, mensual; eje de ordenadas, tanto por ciento de insolación mensual, en Gando, Gran Canaria. Las observaciones comprenden desde enero de 1960 a diciembre de 1966.

ATUNES DE LAS ISLAS AZORES

En la «Enciclopedia del Mar» hay un artículo dedicado al atún, en el que se comenta que los atunes viven debajo de las aguas tranquilas del archipiélago de Azores. Al llegar a septiembre empiezan una emigración, dispersándose por el Mediterráneo, Noruega, etc.

Esto tiene una explicación desde el punto de vista expuesto. El zooplancton se encuentra acumulado en el centro del anti-

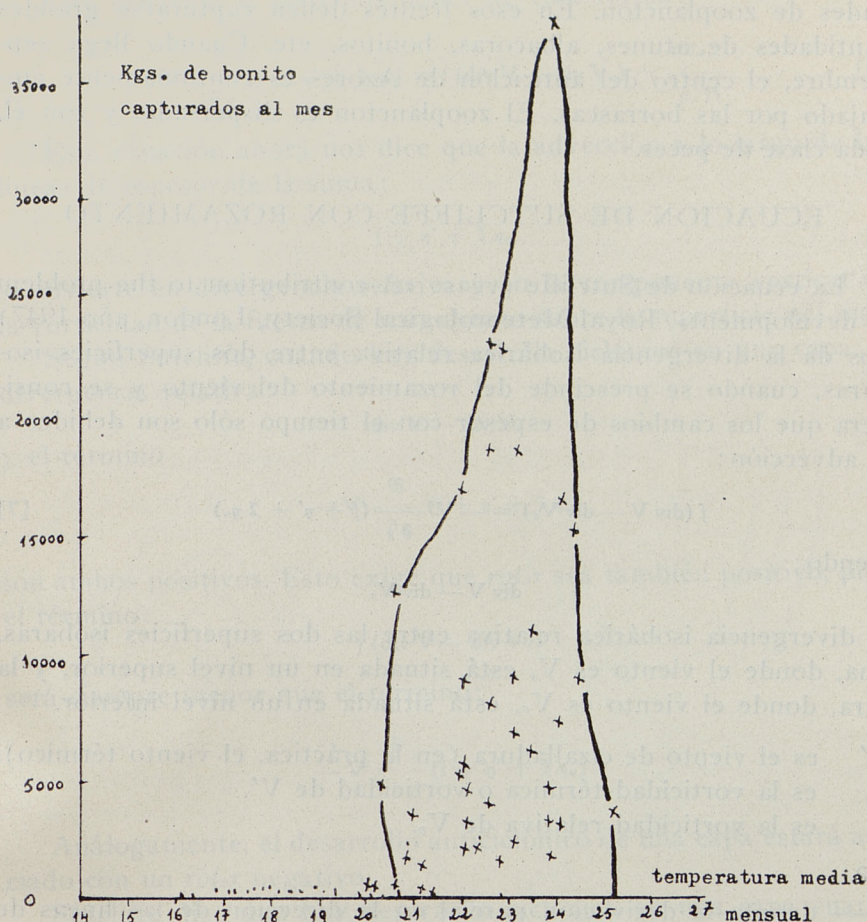


Fig 33

Gráfico que pone de relieve la importancia de la temperatura media mensual en la captura del bonito en el Sur de Gran Canaria. Las cruces indican que hubo bonito. Los puntos indican que no hubo bonito. Eje de abscisas, temperatura media del termómetro seco. Eje de ordenadas, kilos mensuales de bonito capturado. Los datos de temperatura son los medios mensuales desde enero de 1960 a diciembre de 1966.

ciclón atmosférico por ser, en general, un centro negativo de vorticidad geostrófica relativa.

En los frentes oceánicos locales y en las zonas de vorticidad relativa positiva de las islas Azores deben aflorar grandes canti-

dades de zooplancton. En esos frentes deben capturarse grandes cantidades de atunes, albacoras, bonitos, etc. Cuando llega septiembre, el centro del anticiclón de Azores es continuamente empujado por las borrascas. El zooplancton es dispersado, y con él, toda clase de peces.

ECUACION DE SUTCLIFFE CON ROZAMIENTO

La ecuación de Sutcliffe (véase «A contribution to the problem of development», Royal Meteorological Society, London, año 1947) nos da la divergencia isobárica relativa entre dos superficies isobaras, cuando se prescinde del rozamiento del viento y se considera que los cambios de espesor con el tiempo sólo son debidos a la advección:

$$f(\text{div } V - \text{div } V_o) = -V' \frac{\partial}{\partial s} (f + \eta' + 2\eta_o) \quad [7]$$

siendo:

$$\text{div } V - \text{div } V_o$$

la divergencia isobárica relativa entre las dos superficies isobaras, una, donde el viento es V , está situada en un nivel superior, y la otra, donde el viento es V_o , está situada en un nivel inferior.

V' es el viento de cizalladura (en la práctica, el viento térmico).

η' es la vorticidad térmica o vorticidad de V' .

η_o es la vorticidad relativa de V_o .

$\frac{\partial}{\partial s}$ — denota la derivación parcial en la dirección de las líneas de igual espesor.

En lugar de considerar dos superficies isobaras, consideraremos dos capas de aire: una, la capa de rozamiento de altura H , y la otra, situada encima de la primera, pero debajo del nivel del primer plano de no divergencia.

En estas condiciones, la ecuación de Sutcliffe toma la forma:

$$f(\text{div } V - \text{div } V_o) = -V' \frac{\partial}{\partial s} (f + \eta' + 2\eta_o) - \frac{\text{rot}_z \tau}{\rho_o H} \quad [8]$$

Ahora V y V_o son los vientos medios de las respectivas capas.

$\text{rot}_z \tau$ es la componente vertical del rotacional o vorticidad de la fuerza de rozamiento aplicada al agua del mar.

ρ_o es la densidad media del aire en la capa de fricción.

Esta ecuación la podemos poner de esta forma:

$$-V' \frac{\partial}{\partial s} (f + \eta' + 2\eta_0) = f (\text{div } V - \text{div } V_0) + \frac{\text{rot}_z \tau}{\rho_0 H} \quad [9]$$

Esta ecuación ahora nos dice que la advección a lo largo de las líneas de espesor de la suma:

$$f + \eta' + 2\eta_0$$

se invierte en divergencia relativa y en la componente vertical de la vorticidad de la fuerza de rozamiento sobre la superficie del mar.

Según Sutcliffe, cuando hay desarrollo ciclónico en una capa, la divergencia relativa:

$$\text{div } V - \text{div } V_0$$

y el término

$$-V' \frac{\partial}{\partial s} (f + \eta' + 2\eta_0)$$

son ambos positivos. Esto exige que $\text{rot}_z \tau$ sea también positivo, pues el término:

$$f (\text{div } V - \text{div } V_0)$$

será siempre menor que el término:

$$-V' \frac{\partial}{\partial s} (f + \eta' + 2\eta_0)$$

Análogamente, el desarrollo anticiclónico de una capa estará asociado con un $\text{rot}_z \tau$ negativo.

Sutcliffe dice que hay desarrollo ciclónico en una capa cuando en ella hay movimientos verticales ascendentes; análogamente, el desarrollo anticiclónico está referido a una capa con movimientos verticales descendentes.

Esto nos permite, con cierta aproximación, conocer, usando la topografía relativa de la capa total de aire a que se refiere la ecuación [9], dónde el viento ejerce una fuerza de rozamiento cuya vorticidad es positiva y dónde esa misma vorticidad es negativa, sobre la superficie del mar.

En resumen, $\text{rot}_z \tau$ será positivo si:

$$V' \frac{\partial}{\partial s} (f + \eta' + 2\eta_0)$$

es negativo.

$rot_z \tau$ será negativo si:

$$V' \frac{\partial}{\partial s} (f + \eta' + 2 \eta_0)$$

es positivo.

Según Sutcliffe, aunque η' suele ser menor que η_0 , los efectos que produce η' son a largo plazo mayores. Esto nos dice que para conocer dónde hay tendencia a haber movimientos verticales ascendentes o descendentes, bastará tener construída la topografía relativa de la capa de aire a que se refiere la ecuación [9], advectando la vorticidad térmica según las líneas de la topografía relativa.

Como primera aproximación, podríamos considerar las líneas isotermas del suelo (el primer nivel de no divergencia, en régimen de alisios, está a unos 500 metros de altitud).

Como la superficie del agua del mar es homogénea, los efectos

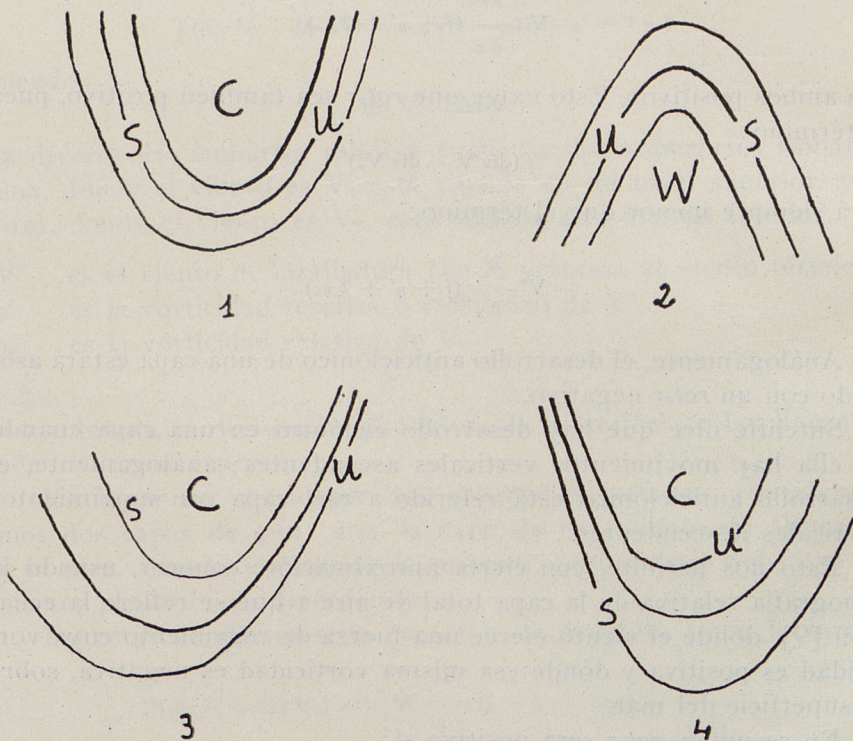


Fig 34

- 1) Vaguada térmica.—2) Cuña térmica.—3) Vaguada térmica confluyente.
- 4) Vaguada térmica difluente.

no adiabáticos son de poca cuantía, y por tanto, despreciables cuando consideremos sólo temperaturas de barcos mercantes.

Los efectos adiabáticos han sido ignorados en la ecuación [9], aunque sabemos que la subsidencia o la ascendencia, modifica los cambios de h' con el tiempo; h' es el espesor de la capa de aire considerada.

Teniendo en cuenta la ecuación [5], podremos conocer dónde el agua del mar sufre «upwelling» o bien movimiento descendente.

Puesto que detrás de los frentes fríos ordinariamente existe una advección de vorticidad relativa, positiva o ciclónica, es evidente que a lo largo del frente frío existe una zona de «upwelling», de acuerdo con las observaciones del japonés Uda.

Esta técnica debería ser usada empleando cartas medias de cinco a más días, con objeto de tener modelos más persistentes que correspondientes en las cartas meteorológicas diarias.

En la figura 34 tenemos los modelos térmicos más corrientes que aparecen en las cartas de isotermas del suelo. La zona U significa que el agua del mar está ascendiendo. La zona S indica que el agua desciende.

TEORIA DE CHARNEY

Según Charney, véase Tellus mayo 1949, «A numerical method for predicting perturbations» el transporte de masa de aire a través de las isobaras del suelo desde las altas a las bajas presiones vale:

$$\vec{D} = \frac{H}{f} \mathbf{F} \rho_0 \mathbf{V}_g \vec{i}$$

siendo \vec{i} el operador que gira 90° a su izquierda al vector \mathbf{V}_g , viento geostrófico; H es el espesor de la atmósfera homogénea; ρ_0 es la densidad del aire en dicha capa y \mathbf{F} viene dado por la ecuación:

$$\mathbf{F} = \frac{|\mathbf{K}| \bar{f} \sin 2\alpha}{\sqrt{2} H},$$

siendo:

f el parámetro de Coriolis.

K la viscosidad turbulenta.

α el ángulo que forman las isobaras con el viento real.

Puesto que en la capa de rozamiento no puede haber acumulación de masa, debe verificarse:

$$\text{div } \vec{D} + \rho \omega_1 = 0$$

De donde ω_1 vale:

$$\omega_1 = -\frac{1}{\rho_0} \text{div } \vec{D} = -\frac{1}{\rho_0} \text{rot } \frac{H F \rho_0}{f} \vec{V}_g \cdot \vec{i} = -\frac{H F}{f} \eta_g \quad [10]$$

siendo η_g la vorticidad geostrófica relativa de superficie.

La divergencia de masa que se tiene en cuenta es la debida a la fricción y se prescinde de las contribuciones debidas a otras causas, como la advección de vorticidad térmica, advección de vorticidad relativa del suelo, efectos adiabáticos, etc. La velocidad vertical prevista en la ecuación [10] se debe exclusivamente al transporte de aire de altas a bajas presiones, motivado por la desviación del viento con relación a las líneas isobaras, efecto conocido a ser debido al rozamiento con el suelo.

Teniendo presente las ecuaciones [5] y [6], la ecuación [10] nos dice que la vorticidad geostrófica relativa del suelo es positiva en las regiones donde en la capa de rozamiento hay movimientos verticales ascendentes, siendo en el agua del mar una región de upwelling, mientras que en aquellas áreas donde en la capa de rozamiento hay movimientos verticales descendentes, la vorticidad geostrófica relativa del suelo es negativa, produciéndose movimientos verticales descendentes, en el agua del mar.

Este resultado, análogo al obtenido con la ecuación de Sutcliffe con rozamiento, tomado al pie de la letra, significa que las regiones de «upwelling» y de movimientos descendentes en el agua del mar están separadas por líneas nubosas o si se quiere, los frentes oceánicos coinciden con cambios bruscos en el estado del cielo: una parte estará cubierta de nubes y la otra despejada.

TORBELLINOS MARINOS DEBIDOS A LA FRICCIÓN CON LAS COSTAS

Al describir la ecuación de Rossby para el agua, véase ecuación [1] no tuvimos en cuenta los efectos debidos a la fricción. Con objeto de simplificar, vamos a suponer que el viento está en calma, pero que el agua del mar sigue moviéndose.

En estas condiciones la ecuación [5], que nos da la divergencia relativa del agua del mar, toma la forma:

$f(\text{div } V_1 - \text{div } V_2) = \text{término debido al rotacional de la fuerza de fricción sobre el agua.}$

Si el agua es obligada a efectuar un giro anticiclónico, al pasar por un saliente costero, como la fricción se opone al movimiento del agua, el rotacional impuesto por la fuerza de fricción será ciclónico o positivo, y entonces, a la salida, aparecerán torbellinos ciclónicos con «upwelling». Véase figura 35.

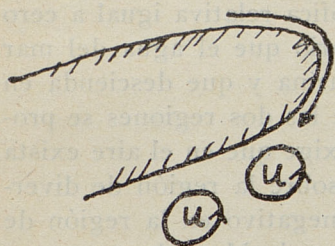


Fig 35

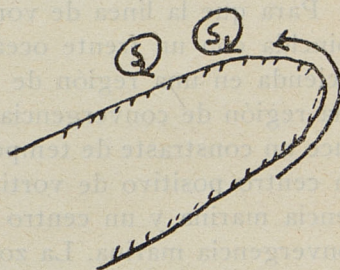


Fig 36

Formación de torbellinos ciclónicos debido a la fricción cuando el viento está en calma. La letra U significa «upwelling».

Análogamente, figura 36, podremos explicar los torbellinos anticiclónicos cuando el viento está en calma y el agua se ve obligada a efectuar un giro ciclónico.

Análogamente, fenómenos análogos han de ocurrir en las bahías, cuando el viento está en calma, figura 37.



Fig 37

Torbellinos debidos a la fricción del agua con las costas de un entrante. U es upwelling y S movimiento descendente.

ACLARACIONES

Los mapas de temperatura media de la superficie del mar, para períodos iguales o superiores a cinco días, localizan los frentes oceánicos en las zonas con fuertes gradientes de temperatura. Estas cartas deberían ser consultadas aún antes de que los barcos de pesca se hagan a la mar.

Los mapas de vorticidad geostrófica relativa del aire, o los mapas de la laplaciana de la presión atmosférica, nos localizan la línea de vorticidad cero, que muchas veces coincide con un frente oceánico.

Para que la línea de vorticidad geostrófica relativa igual a cero coincida con un frente oceánico es necesario que el agua del mar ascienda en una región de divergencia marina y que descienda en una región de convergencia marina. Entre las dos regiones se produce un contraste de temperatura. Esto exige que en el aire exista un centro positivo de vorticidad relativa sobre la región de divergencia marina y un centro de vorticidad negativo en la región de convergencia marina. La zona de contraste coincide rudamente con la línea de vorticidad cero.

El agua del mar que asciende en una región de divergencia marina termina por hundirse en la región de convergencia marina próxima. Pero si la región de divergencia marina, que coincide en el aire con un centro positivo de vorticidad relativa, se encuentra en un área dominada por un anticiclón permanente, entonces dicha región de divergencia marina es rica en zooplancton, procedente de las capas profundas. Es evidente que en un anticiclón permanente dominan las convergencias marinas o zonas de descenso del agua del mar. Con el agua que se hunde tiene que ir mucho zooplancton, que luego aflora en las regiones de divergencia marina, dominadas en el aire por centros positivos de vorticidad relativa.

Esto ocurre en el Sur de las islas de Gomera y Fuerteventura, así como en las costas del Sahara y Mauritania. Al final, el zooplancton tendrá que concentrarse en los centros negativos de vorticidad relativa.

Queremos subrayar este hecho, pues explica la presencia de bonito y albacora en las divergencias marinas del SW de Gran Canaria (Mogan y Aldea de San Nicolás) y al Oeste de la isla de Lobos (entre Lanzarote y Fuerteventura).

Es evidente que, en zonas ciclónicas, los peces han de concentrarse en las áreas de vorticidad relativa negativa que se producen

cerca de las islas y de los salientes costeros. Esto último puede tener aplicación para la pesca del bacalao y arenque, cerca de islas, o en los frentes oceánicos.

Los barcos pesqueros deberían dar la dirección y fuerza del viento al oficial de Meteorología que se encuentra a bordo del buque factoría. Con muchos datos de viento se puede localizar la zona más favorable para la pesca dentro del área donde están ubicados los barcos.

BIBLIOGRAFIA

- BRIONES VIEJOBUENO, J. L. DE: *Oceanografía para Meteorólogos*. Serie B, núm. 8. Servicio Meteorológico Nacional. Madrid.
- CROMWELL, T.; J. L. REID, JR.: *A Study of Oceanic Fronts*. Tellus. Volume 8. Number 1. February 1956. Stockholm.
- CHARNEY, J. G., AND A. ELIASSEN: *A Numerical Method for Predicting the Perturbations of the Middle Latitude Westerlies*. Tellus. Volume 1. Number 2. May 1949. Stockholm.
- EADY E. T., AND J. S. & SAWYER: *Dynamics of flow patterns in extra-tropical regions*. Royal Meteorological Society. October 1951. London.
- GORDON, A. H.: *Elements of Dynamic Meteorology*. The English Universities Press Ltd. London.
- HELA, I., AND LAEVASTU, T., 1961: *Fisheries Hidrography London*. (Fishing News, Books Ltd.)
- KING, JOSEPH E., AND JOAN DEMOND: *Zooplankton abundance in the Central Pacific*. Fishery Bulletin 82, 1953. Fish and Wildlife Service. Washington.
- KOLLER, S., 1953: *Graphische Tafeln zur Beurteilung statischer Zahlen*. Darmstadt.
- KURITA, S., 1959: *Causes of fluctuations in the sardine population of Japan*. Scient. Meet. Biol. Sardines. Rome, 1959.
- LAUZIER, L., 1957: *Effect of storms on the waters conditions in the Magdalen Shallows*. Bull. Fish. Res. Bd. Can. 111, 185-192.
- LONGUET-HIGGINS, M. S.: *Symons Memorial Lecture for 1965. Some dynamical aspects of ocean currents*. Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society n.º 390. October 1965.
- MOHR, H., 1964: *Changes in the behaviour of the fish due to environment and motivation and their influence on fishing*. ICNAF Environmental Symposium Rome, 2, 27 January-1. February 1964. Serial n.º 1229, Contribution n.º G-3.
- PANOFSKY, HANS: *Introduction to Dynamic Meteorology*. The Pennsylvania State University. 1958.
- PETTERSEN SVERRE: *Weather Analysis and Forecasting*. Volume I and II. London, 1956.

REITER, E. R.: *Jet-Stream Meteorology*. The University of Chicago Press. Chicago and London, 1963.

ROBINS, R. C., 1957: *Effects of storms on the shallow-water fish fauna of the southern Florida with news records of fishes from Florida*. Bull. Mar. Sci. Gulf Caribb, 7 (3), 266-275.

SUTCLIFFE, R. C.: *A contribution to the problem of Development*. Royal Meteorological Society. July/October 1947. London.

SUTCLIFFE, R. C.: *Principles of synoptic weather forecasting*. Royal Meteorological Society. July 1952.

TAIT, T. B.: *Hydrography in relation to fisheries*. 1952. Edward Arnold Co. London.

UDA, M., 1956.: *Correlations of Hydrographic and Meteorological Features with the Fluctuations in certain Fisheries in the Waters of Japan*. Indo-Pacific, Fish Council, 6th Session, Sections I u. II. Bangkok.

UDA, M., 1959: *Water mass boundaries — «Siome». Frontal theory in oceanography*. Fish. Res. Bd. Canadá, Ms Rpt. Series 51, 10-20.

UDA, MICHITAKA, 1953: *On the Convergence and Divergence in the NW Pacific in the relation to the Fishing Grounds and Productivity*. Bulletin of the Japanese Society of Scientific Fisheries (Tokio University), 19 (4), pp. 435-438.

VERONIS, G.: *On inertially controlled flow patterns in a β plane ocean*. Tellus. Volume 15. Number 1. February 1963. Stockholm.

WALDEN, HANS VON; KURT SHUBERT: *Untersuchungen über die Beziehungen zwischen Wind und Herings-Fangertrag in der Nordsee*. Berichte der Deutschen Wissenschaftlichen Kommission für Meeresforschung-Hamburg.

ZUSSER, S. G., 1958: *A contribution to the study of fish behaviour*. Pap. press to the IPFC Symposium on Fish Behaviour. December 1958. London.

GRÁFICAS VIRGEN DE LORETO